UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID

FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

Departamento de Geodinámica

TESIS DOCTORAL

Geomorfología de los depósitos eólicos cuaternarios del centro de la Península Ibérica. Una caracterización de la actividad eólica en tierras de pinares y la llanura manchega

MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR

PRESENTADA POR

Manuel Bernat Rebollal

Director

Alfredo Pérez González

Madrid, 2013

© Manuel Bernat Rebollal, 2012

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA

GEOMORFOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS CUATERNARIOS DEL CENTRO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. UNA CARACTERIZACIÓN DE LA ACTIVIDAD EÓLICA EN TIERRA DE PINARES Y LA LLANURA MANCHEGA

TESIS DOCTORAL

MANUEL BERNAT REBOLLAL

Madrid, 2012

TESIS DOCTORAL

MANUEL BERNAT REBOLLAL

GEOMORFOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS CUATERNARIOS DEL CENTRO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. UNA CARACTERIZACIÓN DE LA ACTIVIDAD EÓLICA EN TIERRA DE PINARES Y LA LLANURA MANCHEGA

Departamento de Geodinámica
Universidad Complutense de Madrid

Madrid, 2012

Memoria presentada para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

Esta Tesis Doctoral ha sido realizada en la Universidad Complutense de Madrid, bajo la dirección del Dr. Alfredo J. Pérez González, Catedrático en excedencia del Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid y Vicedirector del Centro Nacional de Investigación sobre la Evolución Humana y el Dr. Alfredo Iglesias López, Investigador Titular del Instituto Geológico y Minero de España.

VºBº

Fdo: Alfredo J. Pérez González

VºBº

Fdo: Alfredo Iglesias López

A Eva Mª Echaniz y Javier Bernat,

por el tiempo que me habéis dado
y la fuerza para seguir adelante

y a Berta Rebollal y Manuel Bernat

por vuestro apoyo constante

Geomorfología de los depósitos eólicos cuaternarios del centro de la península Ibérica. Una caracterización de la actividad eólica en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega.

ÍNDICE

1. Introducción 15
1.1. Presentación 17
1.2. Agradecimientos 19
1.3. Objetivos 22

2. Antecedentes 25
2.1. Antecedentes sobre los depósitos eólicos del sureste de la Cuenca del Duero (Tierra de Pinares) 27
2.2. Antecedentes sobre los depósitos eólicos de la Llanura Manchega 29

3. Metodología 31
3.1. Búsqueda y recopilación de información 33
3.2. Cartografía geomorfológica 33
3.2.1. Trabajo con fotografía aérea 35
3.2.2. Trabajo con imágenes de satélite 35
3.2.3. Cartografía geomorfológica mediante estación estereoscópica digital 37
3.3. Trabajo de campo 38
3.4. Caracterización geomorfológica de los sistemas eólicos 40
3.5. Realización de modelos digitales de elevaciones de las principales formas dunares de Tierra de Pinares 41
3.5.1. Metodologías actuales para generar modelos digitales de elevaciones 41
3.5.1.1. Interpolación de los datos del vector de altura a partir de mapas topográficos o datos de campo 41
3.5.1.2. Autocorrelación digital de la imagen en estéreo 42
3.5.2. MDTs de Tierra de Pinares por correlación en IberGis 43
3.6. Análisis texturales 45
3.7. Análisis de composición química por FRX+A.Atómica-Na y contenido de materia orgánica por el método de Walkley-Black 46

3.8. Técnica para la determinación de las direcciones principales de transporte y paleovientos constructores de las formas dunares 47
3.9. Métodos de datación empleados para obtener cronologías de los sistemas eólicos 49
3.9.1. Dataciones Radiométricas o por Radiocarbono 49
3.9.2. Datación por métodos de luminiscencia (TL y OSL) 51
3.9.2.1. Termoluminiscencia (TL) 53
3.9.2.2. Luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) 53
3.10. Tratamiento mediante un sistema de información geográfica de los datos con referencia espacial y de la cartografía elaborada 55
3.10.1. Codificación del campo tipología y normativa elaborada 55
3.10.2. Incorporación de otros datos espaciales al SIG 58

4. Medio biofísico 59
4.1. El Clima 61
4.1.1. Introducción 61
4.1.2. Aspectos básicos del clima en la Submeseta norte 61
4.1.3. Aspectos básicos del clima en la Submeseta sur 62
4.1.4. La insolación 63
4.1.5. La temperatura 67
4.1.6. La precipitación 68
4.1.7. Humedad, evaporación y evapotranspiración 73
4.1.8. Régimen de vientos e implicaciones sobre los procesos eólicos 77
4.1.9. Variación diurna-nocturna de la velocidad del viento 82
4.2. Hidrología 83
4.2.1. Hidrología del sureste de la Cuenca del Duero (Tierra de Pinares) 83
4.2.1.1. Hidrología superficial 83
4.2.1.2. Hidrología subterránea 83
4.2.1.2.1. El páramo calcáreo de Cuéllar-La Parrilla-Olombrada 84
4.2.1.2.2. Los arenales 84
4.2.2. Hidrología de La Llanura Manchega 85
4.2.2.1. Hidrología superficial 85
4.2.2.2. Hidrología subterránea de la Llanura Manchega. EL acuífero de La Mancha Occidental 87

4.3. Cubierta vegetal y usos del suelo 88
4.3.1. Marco biogeográfico 88
4.3.2. La vegetación de Tierra de Pinares 89
4.3.3. La vegetación de la Llanura Manchega 91
4.3.4. Usos tradicionales del suelo sobre los depósitos eólicos de Tierra de Pinares 92
4.3.5. Usos tradicionales del suelo sobre los depósitos eólicos de la Llanura Manchega 94
4.3.6. Usos actuales del suelo en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega 94

5. Introducción a los depósitos eólicos del interior Peninsular 97

6. Depósitos eólicos del valle del río Guadiana en Extremadura 101

7. El Sistema Eólico de la Llanura Manchega 105
7.1. Límites naturales y orografía 107
7.2. Localización y contexto de las principales acumulaciones eólicas de la Llanura Manchega 108
7.3. Investigación y descripción geomorfológica del sistema eólico de la Llanura Manchega 112
7.3.1. Mantos eólicos 113
7.3.2. Campos de dunas 113
7.3.3. Características del modelado eólico en las principales zonas con depósitos eólicos de la Llanura Manchega 114
7.3.3.1. La Llanura aluvial de San Juan 114
7.3.3.1.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica 114
7.3.3.1.2. Formas de deflación eólica 119
7.3.3.2. El sector de San Clemente 121
7.3.3.2.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica 121
7.3.3.2.2. Formas de deflación eólica 121
7.3.3.3. EL corredor "Casas de Los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar" 123
7.3.3.3.1. Descripción General. Formas de acumulación eólica 123
7.3.3.3.2. Formas de deflación eólica 126
7.4. Paleovientos constructores de la Llanura Manchega 128

8. El Sistema Eólico de Tierra de Pinares 131

8.1. Marco geográfico general de los depósitos eólicos en la Cuenca del Duero 133

8.2. Contexto geológico y geomorfológico de Tierra de Pinares 136

8.2.1. La zona de estudio en el contexto geológico de la Cuenca del Duero 136

8.2.1.1. Etapas del relleno sedimentario y evolución de la cuenca en el área de estudio 137

8.2.2. Rasgos geomorfológicos del sureste de Cuenca del Duero 139

8.3. Distribución de los depósitos eólicos investigados en el sureste de la Cuenca del Duero (Tierra de Pinares) 145

8.4. Investigación y descripción geomorfológica del sistema eólico de Tierra de Pinares 151

8.4.1. Mantos eólicos 151

8.4.2. Campos de dunas 153

8.4.2.1. Campo de dunas del Páramo y cuestas de La Parrilla 157

8.4.2.1.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica 158

8.4.2.1.2. Formas de deflación eólica 161

8.4.2.2. Campo de dunas del Páramo de Montemayor de Pililla 162

8.4.2.2.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica y abanico aluvial de San Miguel del Arroyo 163

8.4.2.1.2. Formas de deflación eólica 168

8.4.2.3. Campo de dunas de Arévalo 170

8.4.2.3.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica 171

8.4.2.3.2. Formas de deflación eólica 174

8.4.2.4. Campo de dunas de Coca 176

8.4.2.4.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica 177

8.4.2.4.2. Formas de deflación eólica 179

8.4.2.5. Campo de dunas de Mudrián 180

8.4.2.5.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica 181

8.4.2.5.2. Formas de deflación eólica 185

8.4.2.6. Campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar 186

8.4.2.6.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica 187

8.4.2.6.2. Formas de deflación eólica 197

8.4.2.7. Campo de dunas de Cantalejo 198

8.4.2.7.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica 198

8.4.2.7.2. Formas de deflación eólica 203

8.4.2.8. Análisis sobre las formas de acumulación para la totalidad de la zona investigada 204

8.5. Paleovientos constructores de las dunas de Tierra de Pinares 208

8.5.1. Campo de dunas del páramo y cuestas de La Parrilla 208

8.5.2. Campo de dunas del páramo de Montemayor de Pililla 209

8.5.3. Campo de dunas de Arévalo 210

8.5.4. Campo de dunas de Coca 211

8.5.5. Campo de dunas de Mudrián 212

8.5.6. Campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar 213

8.5.7. Campo de dunas de Cantalejo 214

8.5.8. Análisis global de los paleovientos constructores en Tierra de Pinares 215

9. Características texturales y mineralogía de los depósitos eólicos .. 219

9.1. Características texturales y mineralógicas de los depósitos eólicos de la llanura manchega. Síntesis 221

9.2. Características texturales y mineralógicas de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares 224

9.2.1. Interpretación 240

10. Geoquímica de las arenas eólicas de Tierra de Pinares 241

11. Estructuras sedimentarias de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega 249

11.1. Introducción 251

11.2. Estructuras sedimentarias en mantos eólicos 251

11.3. Estructuras sedimentarias en dunas 253

12. Variabilidad de la intensidad de los paleovientos constructores en Tierra de Pinares 257

12.1. Introducción conceptual 259

12.2. Análisis detallado de la variación de los paleovientos constructores de una duna en Nava de la Asunción 261
12.3. Interpretación 266

13. Geocronología de los depósitos eólicos 269
13.1. Introducción a la geocronología de los depósitos eólicos en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega 271
13.2. Resultados de las dataciones 272
13.2.1. Dataciones por TL de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega 273
13.2.2. Dataciones por OSL de Tierra de Pinares 274
13.2.3. Dataciones por Radiocarbono de Tierra de Pinares 279
13.3. Consideraciones finales 282

14. Origen de las formas eólicas del centro peninsular y organización de los campos de dunas. Modelo de evolución dunar en Tierra de Pinares 285
14.1. Interpretación y discusión sobre el origen de las principales formas eólicas presentes en tierra de pinares y la llanura manchega 287
14.1.1. Mantos eólicos 287
14.1.2. Dunas parabólicas 290
14.1.3. Posibles formas tipo zíbars en Tierra de Pinares 293
14.1.4. Dunas transversas 294
14.1.5. Dunas de tipo longitudinal 296
14.1.6. Dunas arcillosas y *lunettes* 296
14.1.7. Barjanes, dunas en domos y dunas en estrella 298
14.1.8. Depresiones erosivas (*blowouts* y surcos de deflación) 299
14.2. Espacios interdunares y organización interna de los campos de dunas en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega 302
14.2.1. Espacios interdunares 302
14.2.2. Organización interna y zonación de los campos de dunas 303
14.3. Modelo de evolución dunar en los campos de dunas de Tierra de Pinares 305

15. Análisis geocronológico de los depósitos eólicos del centro peninsular 309

15.1. Introducción 311
15.2. Análisis geocronológico de los depósitos eólicos del centro peninsular y relación con los paleoeventos climáticos del Cuaternario reciente y Holoceno 312
15.2.1. Contexto climático y ambiental de los depósitos eólicos 313
15.2.2. Análisis geocronológico de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega. Relación de la actividad eólica con los paleoeventos climáticos del Cuaternario reciente y Holoceno 314
15.3. Cronologías de otras acumulaciones eólicas del interior peninsular y correlación con la actividad eólica de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega 317
15.4. Consideraciones sobre los sistemas eólicos del litoral Atlántico andaluz y su correlación con los del centro de la Península 319
15.5. Régimen de vientos durante los períodos de actividad eólica 320

16. Génesis y evolución de los sistemas eólicos de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega 321
16.1. Discusión 323
16.2. Propuesta sobre la génesis y evolución eólica 324
16.3. Consideraciones finales 326

17. Dinámica actual de los sistemas eólicos de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega 327
17.1. Introducción 329
17.2. Procesos eólicos actuales y recientes de la Llanura Manchega y Tierra de Pinares 329
17.2.1. Procesos eólicos activos en la Llanura Manchega 329
17.2.1.1. La Llanura aluvial de San Juan 329
17.2.1.2. El corredor "Casas de los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar" 330
17.2.2. Procesos eólicos recientes y actuales en Tierra de Pinares 334
17.2.2.1. Campos de dunas sobre los páramos miocenos de La Parrilla y Montemayor de Pililla 334
17.2.2.2. Campos de dunas de Arévalo, Coca- Norte de Nava de la Asunción y Mudrián 336
17.2.2.3. Campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar 336

17.2.2.4. Campo de dunas de Cantalejo 339
17.3. Movilidad potencial de dunas de arena en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega 341
17.4. Factores que condicionan la actividad eólica y los procesos erosivos en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega 348
17.4.1. La topografía 348
17.4.2. Los parámetros climáticos 348
17.4.3. La textura y estructura de las formaciones superficiales 352
17.4.4. La rugosidad superficial, la cubierta vegetal y los usos del suelo 354
17.5. Efectos de la actividad eólica actual en el medio natural de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega 357
17.5.1. Pérdidas de suelo 357
17.5.2. Acumulaciones de arena sobre la vegetación 358
17.5.3. Abrasión eólica de la vegetación 360

18. Conclusiones 363
18.1. Aportaciones de la tesis 365
18.2. Conclusiones 366
18.2.1. Geomorfológicas 366
18.2.2. Sedimentológicas, mineralógicas y geoquímicas 368
18.2.3. Cronológicas, paleoclimáticas y ambientales 370
18.2.4. Actividad eólica actual y procesos erosivos 371
18.2.5. Consideraciones finales 373
18.3. Futuras líneas de investigación 374

Referencias Bibliográficas 377

Anexos 399
Anexo 1. Leyenda de las figuras con cartografía geomorfológica de Tierra de Pinares 401
Anexo 2. Leyenda de las figuras con cartografía geomorfológica de la Llanura aluvial de San Juan 403
Anexo 3. Mapa geomorfológico de la Llanura aluvial de San Juan.
Anexo 4. Mapa geomorfológico del corredor "Casas de los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar".
Anexo 5. Mapa geomorfológico de Tierra de Pinares.
Anexo 6. Mapa de las formas dunanes de Tierra de Pinares superpuestas a imágenes del satélite IRS.

1. Introducción

1.1. PRESENTACIÓN

Durante el período que va del año 1999 al 2000, tuve la oportunidad de disfrutar de una beca de proyectos en el Departamento de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid bajo la tutoría del Dr. Alfredo Pérez González. Esta beca ligada al proyecto "Cartografía geomorfológica del Centro Peninsular a escala 1:400.000, hojas de Ciudad Real, Madrid y Burgos" tenía por finalidad suministrar una cartografía de calidad al Instituto Geológico y Minero de España para la realización del mapa geomorfológico a escala 1:1.000.000 de España. El trabajo cartográfico en este proyecto supuso mi primer contacto con los sistemas eólicos continentales de la Península Ibérica, hasta esos momentos completamente desconocidos para mí. Así fue, como el contacto con la cartografía y el profundo conocimiento que de estos medios continentales tenía el Dr. Alfredo Pérez-González, despertaron en mí la curiosidad de saber más sobre sus variadas morfologías, su significado ambiental y climático, así como los procesos eólicos y la acción del viento como agente modelador del paisaje, un campo de la geomorfología con escasos trabajos de investigación realizados en España.

Posteriormente, mientras completaba mi formación en el Instituto Geológico y Minero de España a través de una beca de proyectos, me decidí, animado por el Dr. Alfredo Pérez-González, a realizar un trabajo de investigación dentro del programa de Doctorado "Geología Dinámica y Ambiental" del Dpto. de Geodinámica de la UCM sobre los "Procesos de erosión eólica en tierras de cultivo de la Llanura Manchega" que sería presentado en el año 2001. Este trabajo, aparte de tratar los procesos eólicos activos, la erosión eólica y los factores que la condicionan, también supuso la realización de una nueva cartografía geomorfológica detallada de los principales sectores con morfologías eólicas de la Llanura Manchega central y oriental, así como una nueva descripción y caracterización de las distintas morfologías eólicas y los depósitos asociados.

Una vez finalizado este trabajo de investigación sobre los "eólicos de la Llanura Manchega" que compatibilicé con la beca de proyectos del IGME, mi atención se centró en los depósitos eólicos del sureste de la Cuenca del Duero, sobre los que apenas había publicaciones recientes. Así, gracias al apoyo del Área de Informática en el IGME y la nueva coyuntura de promoción de la investigación por parte de la institución, se promovió la oferta de una beca de Tesis con el fin de estudiar los depósitos eólicos cuaternarios de Tierra de Pinares, a la cual accedí por concurso en el año 2002. Sin embargo, otros derroteros personales y profesionales como especialista en Sistemas de

Información Geográfica me situaron en el ámbito de los sistemas de información en Ciencias de la Tierra y los desarrollos informáticos para la difusión de información geocientífica, por lo que el aprovechamiento de la beca de Tesis se limitó únicamente a 3 años, sin llegar a completarse. A pesar de estos condicionantes, los trabajos de gabinete y campo realizados durante estos 3 años de beca, han sido el germen de la Tesis Doctoral que aquí presento y que ha supuesto el esfuerzo permanente de estos últimos nueve años.

Durante este tiempo, mi interés y pasión por la geomorfología eólica se ha ido renovando continuamente, procurando no perder el contacto con las últimas aportaciones científicas mediante la asistencia a diversos congresos y conferencias nacionales e internacionales (*XI Reunión Nacional de Cuaternario, 2003; Sixth International Conference on Geomorphology, 2005; IX Reunión Nacional de Geomorfología, 2006; XVII INQUA Congress, 2007; XIII Reunión Nacional de Cuaternario, 2011*) en los que se también presenté diversos trabajos en forma de comunicaciones y pósters. Al mismo tiempo he realizados varias publicaciones en revistas científicas sobre diversos aspectos de los depósitos eólicos del interior peninsular que en esta tesis se tratarán más extensamente.

Finalmente, hay que decir, que lo que en un principio estaba enfocado únicamente al estudio de los depósitos eólicos de la Cuenca del Duero, ha ido progresivamente transformándose en un estudio más amplio que incluía a los depósitos eólicos de la Llanura Manchega como referente fundamental para entender la génesis de estos sistemas eólicos interiores, cuya evolución parecía haberse desarrollado al menos parcialmente de forma paralela. Debido a esto, se pensó que en esta tesis era indispensable incluir varios apartados en los que se analizaran diferentes aspectos de los depósitos eólicos de la Llanura Manchega.

Por todo ello, tengo el placer de presentar esta Tesis Doctoral dirigida por el Dr. Alfredo Pérez-González, Catedrático en excedencia del Departamento de Geodinámica de la UCM y Vicedirector del Centro Nacional de Investigación sobre Evolución Humana y el Dr. Alfredo Iglesias López, Investigador Titular del Instituto Geológico y Minero de España, la cual lleva por título: GEOMORFOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS CUATERNARIOS DEL CENTRO DE LA PENÍNSULA IBÉRICA. UNA CARACTERIZACIÓN DE LA ACTIVIDAD EÓLICA EN TIERRA DE PINARES Y LA LLANURA MANCHEGA.

1.2. AGRADECIMIENTOS

Con estas líneas desearía dejar constancia de la parte más humana de este trabajo y plasmar mis agradecimientos a todos aquellos profesionales, instituciones, amigos y familiares que me han ayudado durante este largo camino y sin los que no hubiera sido posible realizar esta Tesis Doctoral.

En primer lugar me gustaría mostrar mi más sincero agradecimiento a mis directores, el Dr. Alfredo Pérez-González y el Dr. Alfredo Iglesias, dos grandes profesionales apasionados del estudio de la geología y del mundo físico. Al Dr. Alfredo Pérez-González, tengo que agradecer el haberme metido la inquietud por las dunas y por haber guiado mis primeros pasos en el mundo de la geomorfología eólica. Al Dr. Alfredo Iglesias, debo agradecer todos estos años de apoyo en el IGME y el haberme iniciado en el fascinante territorio de la modelización dinámica del mundo físico y de la geología 3D, así como su empeño e insistencia en que acabara esta Tesis.

Al Departamento de Geodinámica de la UCM, donde di mis primeros pasos en cartografía geomorfológica, por financiar mis primeras dataciones mediante termoluminiscencia de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega, y también por realizar en sus laboratorios los estudios texturales de las muestras de sedimentos eólicos y suelos, destacando el buen hacer, rapidez y eficacia del técnico Guillermo Pinto en la consecución de estos análisis.

Con todo mi afecto y admiración para mis compañeros de fatigas del grupo de Alfredo en la UCM, Alfonso Benito, David Uribelarrea, Gema Guerro, Juana Vegas, María José Machado, Saturnino de Alba y Juan Antonio Rodríguez. Gracias por el tiempo compartido y por haberme ofrecido siempre vuestra ayuda.

Al Instituto Geológico y Minero de España, que ha sido como mi casa durante estos últimos 10 años y que apoyó las investigaciones básicas de este trabajo mediante la beca de Tesis que disfruté entre los años 2002 y 2004, además de financiar las dataciones realizadas mediante OSL y ^{14}C-AMS en los depósitos eólicos de Tierra de Pinares.

Agradecer también a los laboratorios del Instituto Geológico y Minero de España y a su entonces responsable D. Ángel Ilarri, su diligencia y profesionalidad en la realización de los análisis geoquímicos solicitados mediante Fluorescencia de Rayos X

y Absorción Atómica (Na), así como en la determinación del contenido en materia orgánica en muestras de suelos.

En relación a las dataciones por TL y OSL. Tengo que agradecer en primer lugar los consejos y explicaciones de Nick Debenham de Quaternary TL Surveys, aparte de su profesionalidad y rapidez en la entrega de los resultados. Igualmente, a la Dra. Mª Asunción Millán Chagoyen y al Dr. Pedro Beneitez del Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma de Madrid, debo agradecer enormemente el material prestado y sus consejos para la recogida de sedimentos en el campo para datar por OSL.

Al Dr. Ángel Martín-Serrano, geólogo apasionado por la geomorfología del Área de Cartografía del Instituto Geológico y Minero de España. Gracias por sus consejos y por haberme dado la oportunidad de salir al campo y aprender como se hace un MAGNA durante las "practicas en empresas" cuando todavía no había acabado la carrera. Gracias también a Francisco Rubio, geólogo también del IGME por haberme dejado acompañarle en sus trabajos de campo y por sus magníficas lecciones de cartografía geológica-geomorfológica y de petrología metamórfica.

Al Dr. Jorge Fernández Gianotti, geólogo del Área de Cartografía Geológica del IGME, he de darle las gracias por haberme animado a que realizara parte de la cartografía geomorfológica de Tierra de Pinares con la estación estereoscópica digital IberGis y por haberme enseñado los fundamentos básicos de su manejo.

He de agradecer en particular a la Dra. Juana Vegas del Área de Investigación en Patrimonio Geológico y Minero del Instituto Geológico y Minero de España, su tiempo y paciencia explicandome las nociones básicas de la estratigrafía de eventos y su aplicación en la determinación de los paleoeventos climáticos del Cuaternario reciente. También, he de agradecer sus consejos sobre los análisis geoquímicos y sobre los contenidos en materia orgánica de los sedimentos que he intentado plasmar en esta Tesis.

Al Dr. Andrés Díez-Herrero del Área de Investigación en Peligrosidad y Riesgos Geológicos del IGME por prestarme desinteresadamente su colección de diapositivas tomadas en vuelo aéreo sobre la provincia de Segovia y que han posibilitado ofrecer en esta Tesis algunas vistas singulares desde el aire, de las dunas y mantos eólicos de la Tierra de Pinares segoviana. Gracias también por tus trabajos sobre sedimentología y

cronologías mediante OSL de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares que me han servido de ejemplo y buen hacer.

También, he de agradecer a Ana Portillo, antigua compañera del IGME y actualmente en la Agencia Estatal de Meteorología su disposición y ayuda para conseguir algunos libros perdidos sobre los vientos de la Península en la biblioteca de la sede central del antiguo I.N.M.

A mis compañeros de trabajo y amigos en el Área de Sistemas de Información Geocientífica del Instituto Geológico y Minero de España, Angel Prieto, Amalia de Mera, Carlos Lorenzo, Carmen Antón, Daniel Hernández, Juan Antonio Rodríguez (otro apasionado de la geomorfología), Juan Carlos Gumiel, Juana López, Juliana Martín, Leticia Vega, Margarita Sanabria, Margarita Gómez, Marisa González, Mª Eugenia Lozano, Miguel Ángel Alarcón, Román Hernández, Silvia Cervel, Teresa Orozco, Pablo Sastre y Yolanda Martín. Gracias por haberme ofrecido siempre vuestra ayuda, por crecer juntos como personas y por hacer tan agradable mi estancia en el IGME durante todos estos años. Gracias en especial a Mª Eugenia Lozano, por su eficiente labor de escaneado de algunas de las fotografías en papel de mi "antigua" Canon, sin las que no podría haber mostrado algunos de las figuras más ilustrativas de los sistemas eólicos.

A mi familia, mis queridos padres Berta y Manolo, por su apoyo y esfuerzos para que tuviera la mejor educación y por haber guiado los primeros pasos de mi vida; también por su comprensión y confianza en mí cuando necesité cambiar de rumbo. Gracias a mi tía Pina, por estar siempre ahí y haber pasado juntos todos estos años. También a mi gente de Santalla, la aldea de mi madre en las montañas de Lugo, gracias por haberme dado tanto desde la niñez y por contribuir a ser la persona lo que soy ahora.

A Eva Echaniz, mi querida esposa. Gracias por tu apoyo incondicional y tantos años de paciencia, por acompañarme al campo a recoger muestras y por haberme animado siempre a que acabara esta Tesis. Gracias por comprender el mundo en el que vivimos los geólogos, a veces ajeno a la realidad y perdido en un tiempo pasado. Gracias por compartir e incluso superar mi pasión por la naturaleza y por tus lecciones prácticas de civismo ecológico y reciclaje. Gracias también por nuestro hijo Javier que nos ha convertido en una familia de verdad, los dos sois la luz que ilumina mi camino.

1.3. OBJETIVOS

Los principales objetivos que se pretenden alcanzar en esta investigación son:

- Realizar una estudio geomorfológico detallado del sistema eólico del borde sureste de la Cuenca del Duero en la denominada Tierra de Pinares, contrastando las similitudes y diferencias con el sistema eólico de la Llanura Manchega y analizando y caracterizando las principales formas eólicas presentes en ambos dominios geográficos.

- Conocer cómo se han formado y evolucionado en el pasado los depósitos eólicos de la cuenca del Duero, así como sus relaciones con el resto de sistemas morfogenéticos, principalmente de los sistemas fluvial y lacustre.

- Conocer la cronología de la actividad eólica en el interior peninsular, establecer relaciones entre la Cuenca del Duero y la Llanura Manchega y la correspondencia entre la actividad eólica y los principales paleoeventos climáticos del Cuaternario reciente y Holoceno.

- Estudiar los procesos eólicos activos y las morfologías eólicas resultantes tanto en Tierra de Pinares como en la Llanura Manchega, así como los factores que condicionan los procesos eólicos erosivos y sus efectos sobre el medio natural.

Para lograr estos objetivos fue necesario:

1 Realizar una cartografía geomorfológica detallada de Tierra de Pinares que incluyera sus elementos morfogenéticos más característicos y de forma especial los relacionados con el sistema eólico, fluvial y lacustre, así como otros elementos morfoestructurales y del relieve que pueden haber influido en los depósitos y el modelado eólico. Igualmente, para establecer relaciones con la Llanura Manchega y realizar los correspondientes análisis de las formas eólicas de ambos sistemas eólicos interiores, también se actualizaron y completaron cartografías geomorfológicas de la Llanura Manchega realizadas por el autor en trabajos de investigación previos.

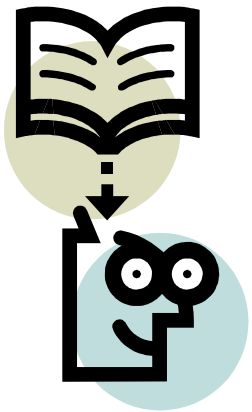
2 Realizar un análisis detallado de los sistemas eólicos del centro peninsular que incluyera:

* Formas de acumulación
* Formas de deflación o erosión eólica.
* Génesis de los sistemas eólicos:
  - Ambiente de formación del sistema eólico y relaciones con los sistemas fluvial y lacustre.
  - Características principales (dirección, intensidad) de los paleovientos constructores de las formas de acumulación eólica.
  - Cronología de los períodos de actividad e inactividad eólica.
* Procesos eólicos activos, morfologías resultantes y efectos sobre el medio natural de la actividad eólica actual

3 Realizar un estudio detallado del medio biofísico tanto del sureste de la Cuenca del Duero como de la Llanura Manchega para comprender las interacciones de éste en la génesis de los sistemas eólicos y la influencia en la actividad eólica que se produce en la actualidad.

4 Utilizar herramientas informáticas que permitan el tratamiento y la gestión de un elevado número de datos de naturaleza espacial como son los sistemas de información geográfica, así como otras aplicaciones informáticas que permiten modelar y caracterizar datos de naturaleza espacial.

2. Antecedentes



2.1. ANTECEDENTES SOBRE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS DEL SURESTE DE LA CUENCA DEL DUERO (TIERRA DE PINARES)

Las extensas acumulaciones de arena de la cuenca del Duero fueron inicialmente estudiadas a mediados del siglo XIX por Casiano de Prado (Prado, 1854 y 1862) y Cortázar (1891), quienes les atribuirían un origen como producto del transporte fluvial en arroyada dispersa de materiales resultantes de la alteración y disgregación de las facies Utrillas de los relieves Cretácicos que bordean el Sistema central. En otra línea de trabajos enfocados al ámbito de la repoblación forestal destaca el ingeniero de montes Romero y Gilsanz (1896), el cual se preocupa por profundizar en el conocimiento del fenómeno dunar y en hacer comprender a la sociedad los daños causados por el avance de las arenas sobre los terrenos cultivados de Tierra de Pinares en la provincia de Valladolid. Posteriormente, Hernández Pacheco (1923, a y b), asigna inequívocamente al viento la formación de los arenales presentes en las zonas llanas de la provincia de Segovia, y ya a mediados del siglo XX, Bravard (1965) reconoce también la capacidad de deflación y transporte por el viento de las arenas.

A partir de los años 70, Aleixandre *et al*. (1971), Casas *et al*. (1972) y Alcalá del Olmo (1972 y 1974) inician trabajos sedimentológicos sobre estos depósitos, siendo los estudios de Alcalá del Olmo los que aportaron las mayores precisiones texturales y mineralógicas. Pérez-González (1982a) también estudia el origen de los depósitos eólicos y de las cubetas de deflación formadas sobre el substrato terciario en las superficies de Alaejos y Medina del Campo, como es el caso de la cubeta de Nava de Rey. Por otro lado, las cartografías geomorfológicas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (Del Olmo Zamora y Gutiérrez-Elorza, 1982; Portero García y Gutiérrez-Elorza, 1982; Portero García, *et al.*, 1982; Olivé Davo y Gutiérrez-Elorza, 1982; Carreras Suárez y Gutiérrez-Elorza, 1982; Fernández *et al.*, 1991a y b; Cabra Gil, 1993) han mejorando los límites conocidos y la posición geomorfológica de las dunas y mantos eólicos en la cuenca del Duero, pero siempre con escasas precisiones cartográficas en cuanto a las morfologías eólicas. Sobre las interpretaciones sedimentológicas y dataciones de las acumulaciones eólicas de la parte centro-oriental de Tierra de Pinares, hay que tener en cuenta los trabajos de Temiño *et al.* (1997), Díez-Herrero y Bateman (1998), Bateman y Díez-Herrero (1999 y 2001), Díez-Herrero *et al.* (2002) y García-Hidalgo *et al.* (2002, 2007).

Los trabajos de Temiño *et al.* (1997) y García-Hidalgo *et al.* (2002 y 2007) destacan por su detallado análisis sedimentológico realizado a partir de las muestras de sondeos poco profundos realizados en el área más oriental de tierra de Pinares,

concretamente en el entorno de las lagunas de Cantalejo y de Lastras de Cuellar. Asimismo, de estos trabajos hay que resaltar la profusión de dataciones realizadas sobre muestras de materia orgánica contenida en los distintos niveles de arenas oscuras hallados en los sondeos, tanto a través de radiocarbono convencional como ^{14}C-AMS, las cuales les permitieron establecer un modelo de la génesis de las dunas y humedales de esta zona de Tierra de Pinares y que dichos autores enmarcan bajo la denominación de "sistema eólico húmedo"; sin duda los resultados de estos análisis cronológicos junto con otros realizados en la zona de estudio, proporcionan una valiosa información de cara a la interpretación evolutiva de la actividad eólica.

En cuanto a los estudios conjuntos de Díez-Herrero y Bateman a nivel estratigráfico y cronológico, estos últimos mediante técnicas de luminiscencia, ponen de relieve la compleja actividad eólica acaecida durante el Cuaternario reciente y el Holoceno en Tierra de Pinares, sus relaciones con otros depósitos eólicos del norte y centro de Europa, así como la importancia del evento climático del Younger Dryas en la activación de los procesos eólicos que dieron lugar a la mayoría de los depósitos eólicos continentales en Europa.

Otros trabajos sobre el origen y evolución de fondos tipo playas en el sureste de la Cuenca del Duero (Desir *et al.*, 2003; Gutiérrez-Elorza *et al.*, 2005) ponen de manifiesto la responsabilidad del viento en la excavación inicial de la cobertera aluvial cuaternaria y la posterior profundización de las playas por deflación.

También recientemente, se han realizado estudios geomorfológicos detallados de los mantos eólicos y de los principales campos de dunas de la Cuenca del Duero (Bernat Rebollal *et al.*, 2003; Bernat Rebollal y Pérez-González, 2005, 2007 y 2008; Bernat Rebollal *et al.*, 2011) que además de incluir cartografías detalladas de las morfologías dunares, clasificaciones morfodinámicas e interpretaciones sobre las formas de acumulación y de deflación eólicas, también abordan el marco ambiental y cronológico de los depósitos eólicos y ponen de manifiesto la existencia de procesos eólicos actuales.

En otras línea de investigación orientada a la obtención de posibles reservorios hídricos en las proximidades del río Cega (Dehesa del Boyal y Navacortes) mediante la caracterización del subsuelo a través de técnicas geofísicas, cabe destacar el trabajo de Ramírez García *et al*. (2000). En este trabajo se han utilizado sondeos eléctricos verticales (SEV) y perfiles geoeléctricos que han permitido caracterizar y delimitar la

cabecera de un antiguo valle, formado y encajado en el terciario y que ha sido rellenado y conservado por importantes volúmenes de arenas eólicas.

2.2. ANTECEDENTES SOBRE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS DE LA LLANURA MANCHEGA

En cuanto a la Llanura Manchega, el estudio y cartografía de los depósitos y morfologías eólicas formadas en ella, tienen una referencia principal en la Tesis doctoral de Pérez-González (1982b), quien además da a conocer y aborda la problemática de las dunas arcillosas de la llanura aluvial de San Juan (Pérez-González *et al.*, 1983). También, hay que resaltar las aportaciones en cartografías geomorfológicas más recientes a escala 1:50.000 de Piles y Pérez-González (1988), Portero y Ramírez (1988), Cabra Gil (1988) y Rodríguez García (1988), que han ampliado la extensión de los depósitos eólicos. Por otro lado, destacan también los trabajos mineralógicos realizados por Aleixandre *et al.* (1977), mientras que la cronología de los depósitos eólicos ha sido estudiada más recientemente por Rendell *et al.* (1994, 1996) y Bateman (Bernat Rebollal *et al*., 2011) mediante técnicas de luminiscencia.

Más recientemente, se han realizado nuevos trabajos de investigación en la Llanura Manchega, en los que además de una actualización cartográfica e interpretación genética de las morfologías eólicas (Bernat Rebollal y Pérez-González, 2007 y 2008; Bernat Rebollal *et al*., 2011), también se realizan estudios sobre los procesos eólicos activos en los que se pone de manifiesto la capacidad erosiva de los vientos actuales que afecta de forma significativa a los materiales arenosos de origen eólico (Bernat Rebollal, 2001; Bernat Rebollal y Pérez-González, 2006a y b).

3. Metodología

Para llevar a cabo esta Tesis Doctoral se han realizado una serie de trabajos y procesos, así como la aplicación de una serie de técnicas cuya descripción pormenorizada se realiza a continuación y que están referidas principalmente a Tierra de Pinares, ya que en el caso de la Llanura Manchega, el trabajo se centró básicamente en, la adquisición y análisis de nuevos datos, la actualización-reelaboración de cartografías geomorfológicas y la síntesis de la información disponible.

3.1. BÚSQUEDA Y RECOPILACIÓN DE INFORMACIÓN

Se realiza una búsqueda inicial de la bibliografía relacionada con la geomorfología y geología de las zonas de estudio y con los sistemas y procesos eólicos en general. Además, se realiza una recopilación de trabajos sobre palinología y estratigrafía de eventos a nivel peninsular y global sobre el Cuaternario reciente y Holoceno para poder analizar en profundidad los distintos paleoeventos climáticos de este período de tiempo, e igualmente se recogen trabajos con datos históricos y arqueológicos para poder estudiar la posible influencia humana en el medio natural. También se recopila una extensa información sobre el medio biofísico de las dos zonas investigadas incluyendo, parámetros climáticos, vegetación y usos del suelo que se analizan pormenorizadamente en el capítulo 4. Por otro lado, se realiza una búsqueda y preparación de bases cartográficas, imágenes de satélite, mapas geológicos y fotografías aéreas.

La recopilación bibliográfica tiene continuidad a lo largo del trabajo para la puesta al día con los últimos trabajos relacionados con los objetivos de la Tesis y la actualización de las referencias utilizadas.

3.2. CARTOGRAFÍA GEOMORFOLÓGICA

Se centra este apartado de la metodología en la cartografía realizada en el sureste de la Cuenca del Duero que es donde se realiza la aportación cartográfica más importante de este trabajo. El estudio de los depósitos eólicos en esta zona se centró en un determinado sector escogido por la representatividad de los complejos dunares contenidos en él, así como por la variada posición morfológica y contexto geomorfológico de los depósitos, lo cual permitía realizar una investigación geomorfológica lo más amplia posible. La delimitación de esta área de trabajo (Fig. 3.1) en función de las hojas topográficas a escala 1:50.000 del IGN es la siguiente:

- Cuadrante sureste de la Hoja Nº 372 (Valladolid).
- Mitad suroeste de la Hoja Nº 373 (Quintanilla de Onésimo).
- Mitad este de la Hoja Nº 400 (Portillo).
- Mitad sur de la Hoja Nº 401 (Cuéllar).
- Mitad sur de la Hoja Nº 402 (Olombrada).
- Hoja Nº 428 (Olmedo).
- Hoja Nº 429 (Navas de Oro).
- Hoja Nº 430 (Cantalejo).
- Hoja Nº 455 (Arévalo).
- Hoja Nº 456 (Sta. María la Real de Nieva).
- Cuadrante noreste de la Hoja Nº 481 (Nava de Arévalo).

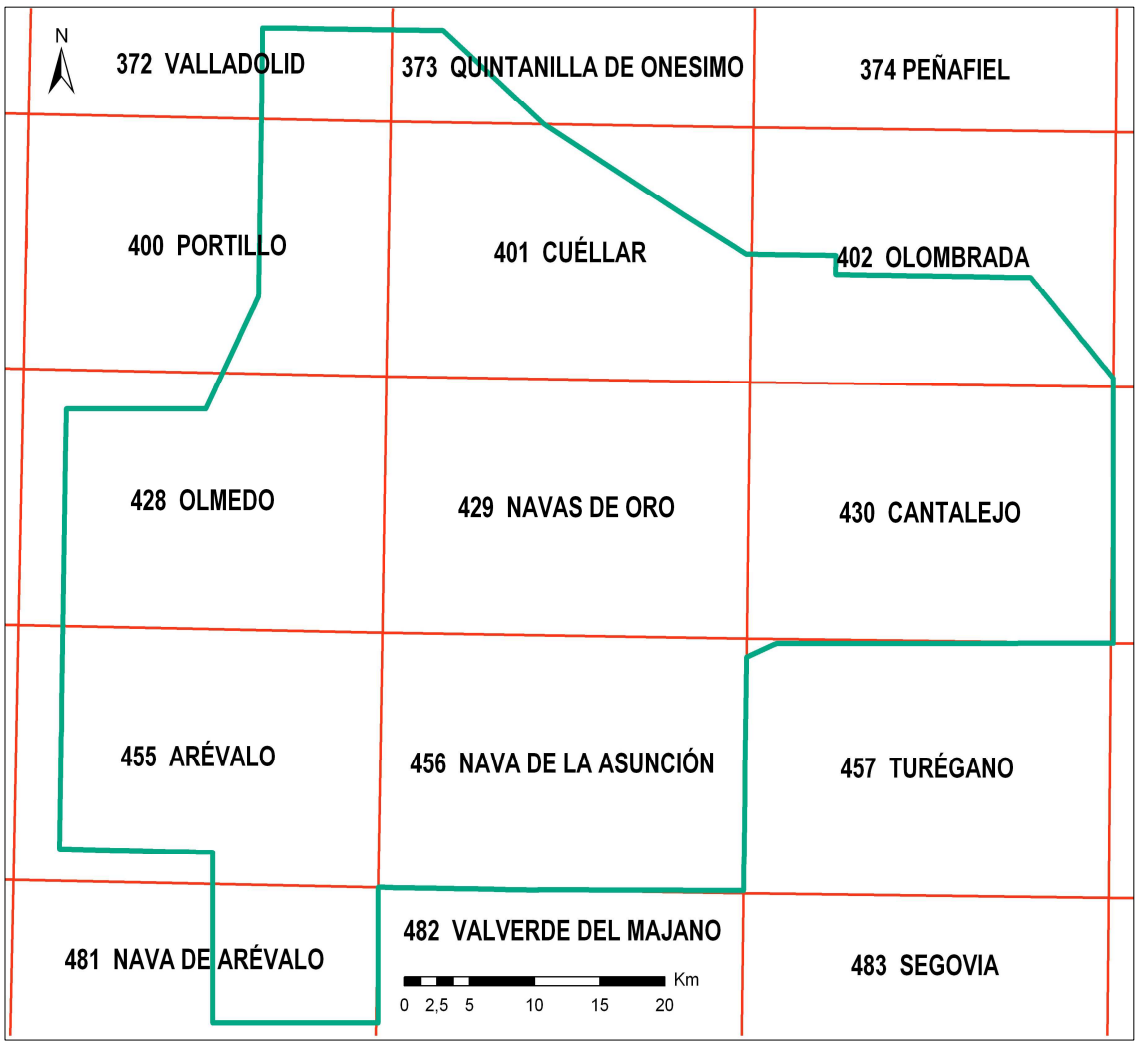


Figura 3.1: Límites de la zona de estudio en Tierra de Pinares (verde) superpuestos a la distribución de hojas 1:50.000 (rojo) con el número y nombre de la hoja.

La zona objeto de la cartografía geomorfológica (Fig. 3.1), comprende aproximadamente unos 3.490 km^2, de los cuales, 1.172 km^2 se corresponden con depósitos cuaternarios de origen eólico, incluyendo tanto dunas como mantos arenosos. Así, de los aproximadamente 1.850 km^2 de formaciones superficiales eólicas presentes en la totalidad del sureste de la Cuenca del Duero, sólo se han cartografiado el 63.4 % de las mismas, pero que son las más significativas desde el punto de vista geomorfológico.

Por otra parte, también se han cartografiado el resto de elementos morfológicos que se relacionan con los depósitos eólicos o que han predeterminado su entorno deposicional (sistemas fluvial y lacustre, relieves estructurales, cuestas, valles encajados, macizos topográficamente elevados, etc.). Asimismo, se tuvo especial atención en la cartografía de aquellos elementos cuya génesis pudiera tener alguna relación con el contexto climático de los depósitos eólicos como es el caso de los depósitos de ladera trifacetados asociados a las cuestas de relieves estructurales o de los páramos miocenos-pliocenos.

3.2.1. Trabajo con fotografía aérea

Mediante la utilización de pares estereoscópicos de fotografía aérea del año 1956 (vuelo americano) se hacen las siguientes actividades con el objetivo final de realizar una cartografía geomorfológica del área de estudio.

1. Revisión de toda la fotografía aérea disponible, trazando los límites de los depósitos eólicos.
2. Elaboración de mapa geomorfológico síntesis en formato digital diferenciando los mantos eólicos y los campos de dunas (Fig. 8.2).
3. Selección de las áreas más significativas y cartografía sobre la fotografía aérea de todos los elementos característicos del sistema eólico (formas y depósitos) y otros elementos morfológicos fundamentalmente de los sistemas fluvial y lacustre.

3.2.2. Trabajo con imágenes de satélite

Se han empleado las imágenes georreferenciadas en escala de grises procedente del satélite IRS (*Indian Remote Sensing Satellite*) que tienen una resolución de 5 x 5 m y que fueron cedidas por la Junta de Castilla y León.

Estas imágenes (Fig. 3.2), junto con el mapa topográfico nacional a escala 1:25.000 en formato digital, sirven como apoyo de gran precisión para pasar la cartografía geomorfológica elaborada en fotografía aérea a una plataforma digital sobre un sistema de información geográfico (Fig. 3.3).

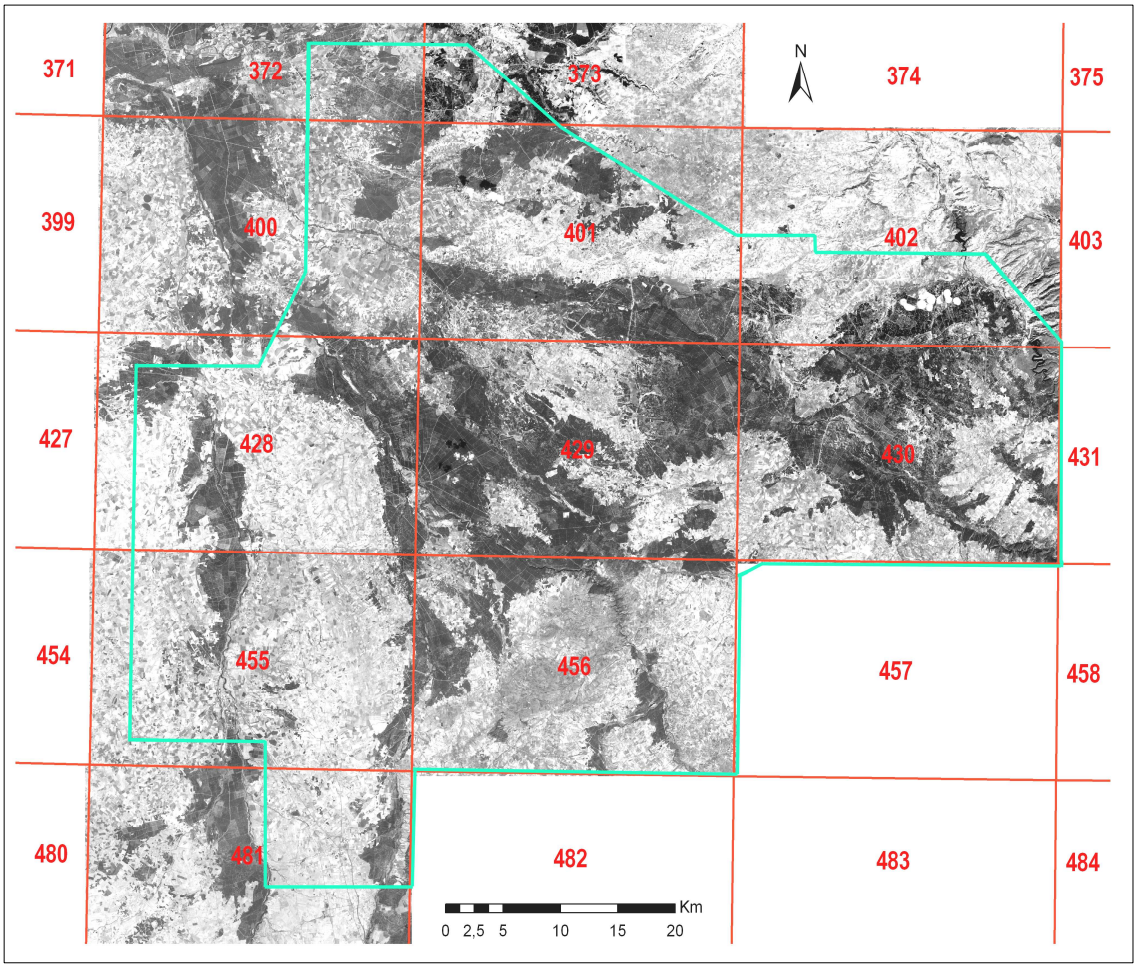


Figura 3.2: Mosaico con las imágenes del satélite IRS empleadas como base y fondo cartográfico. También, se ha representado el límite (verde claro) del área cartografiada en Tierra de Pinares superpuesto a las imágenes y a los límites de las hojas 1:50.000 implicadas.

Para poder usar las imágenes del satélite IRS como fondo de la cartografía y poder apreciar en ellas todos los detalles del terreno, hubo que realizar un trabajo de modificación del histograma de colores/grises original mediante la herramienta *stretching* del sistema de información geográfico ArcGis, de manera que se mejoró el contraste y brillo de las mismas. Igualmente, para poder trasladar lo mejor posible la cartografía elaborada en fotografía aérea al sistema de información geográfico, las imágenes de satélite se combinaron con la topografía digital a escala 1:25.000 del IGN,

de manera que se obtuvo un magnífico fondo cartográfico en el que plasmar los principales rasgos geomorfológicos de la zona de estudio (Fig. 3.3).

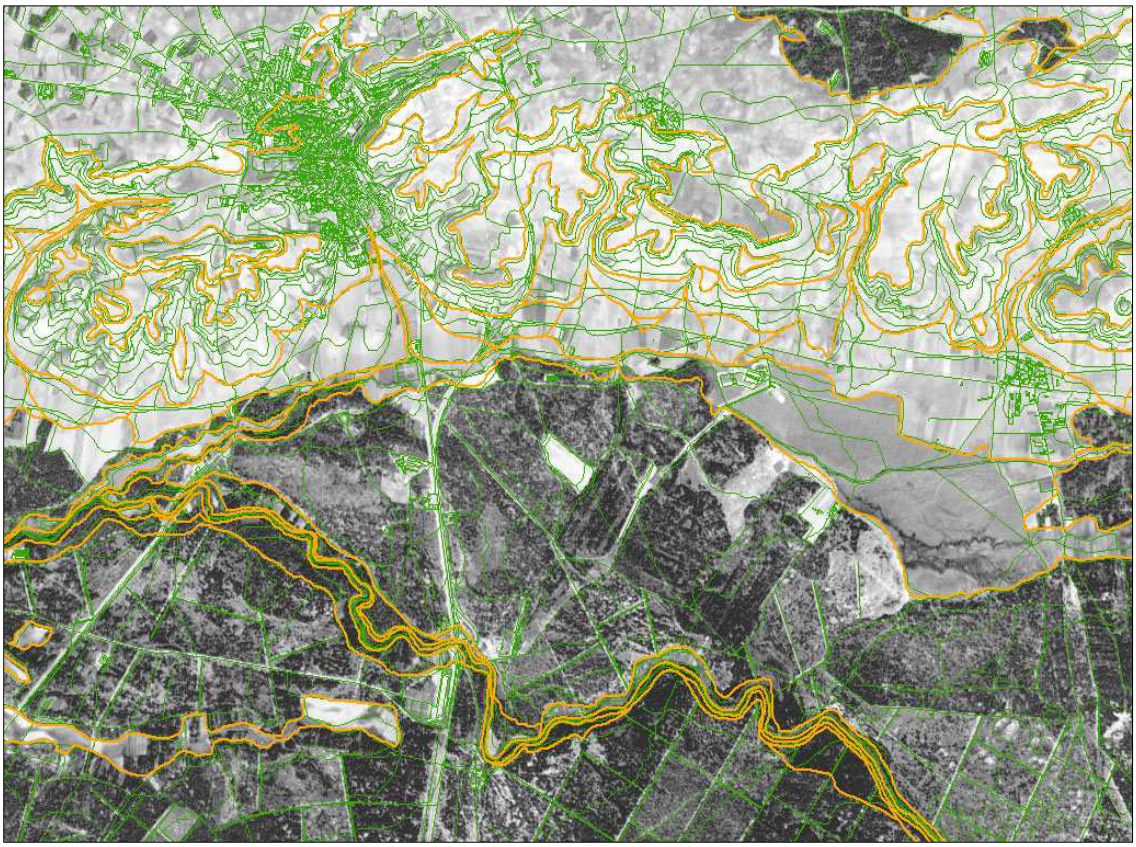


Figura 3.3: Cartografía geomorfológica digital (arcos) en naranja palmada sobre un fondo combinado de imagen de satélite (IRS) y topografía del IGN (trazas verdes). Proximidades de Cuéllar (parte superior izquierda de la imagen).

3.2.3. Cartografía geomorfológica mediante estación estereoscópica digital

La cartografía digital mediante la estación estereoscópica digital IberGIS de las formas de acumulación y de deflación eólica, debido a limitaciones presupuestarias se ha realizado únicamente en las zonas del área de estudio cuyo en detalle así lo exigía como ha sido el Campo de Dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar.

IberGis es un sistema de estereoscopía digital que tiene el Instituto Geológico y Minero de España desde el año 1999, cuyo software ha sido desarrollado por la empresa española ICI. Su principal ventaja, aparte de las clásicas funciones de restitución y fotogrametría es que permite generar cartografía digital sobre un modelo digital del terreno (MDT), de manera que los datos vectoriales se encuentran perfectamente

georreferenciada y con la cota topográfica del MDT sobre el que se trabaja. La cartografía así obtenida tiene un gran nivel de detalle, únicamente limitado por la resolución de las imágenes utilizadas (Fig. 3.4). Finalmente, la cartografía vectorial realizada en la estación estereoscópica digital se incorpora posteriormente al sistema de información geográfico ArcGIS donde se elabora la cartografía definitiva.

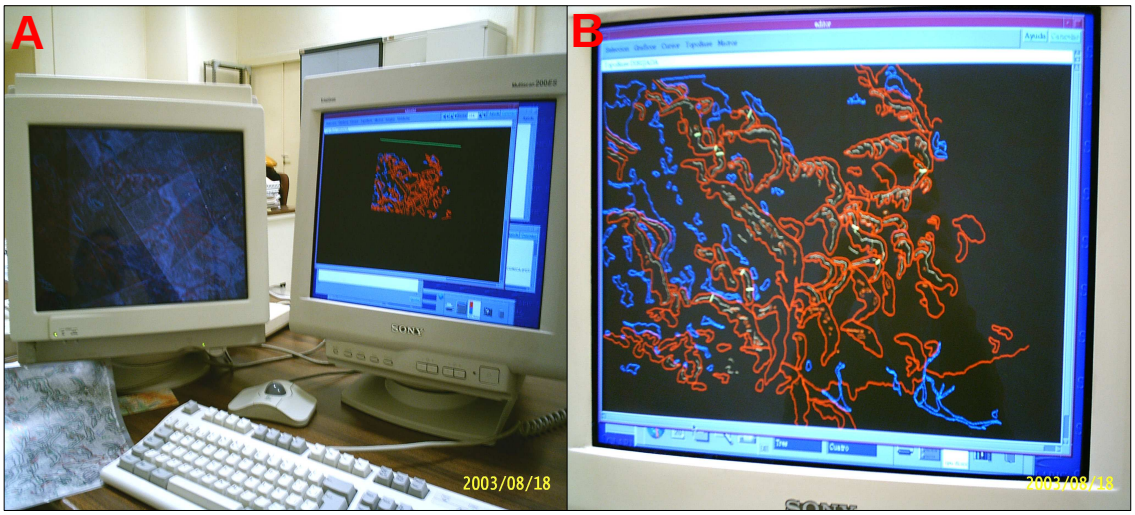


Figura 3.4: Imágenes del proceso de la elaboración-digitalización de la cartografía geomorfológica. A: Vista con las dos pantallas de la estación estereoscópica digital IberGis; B: Vista en detalle de la pantalla con la cartografía digital del campo de dunas de Sanchonuño.

En nuestro caso y debido a razones económicas, se ha trabajado en la estación estereoscópica con fotografías aéreas en papel a escala 1:18.000. Estas fotografías son escaneadas con una resolución de 800 ppp y se incorporan al sistema en formato TIF descomprimido, ocupando aproximadamente 45 Mb cada una de ellas. Al no utilizar fotografías aéreas tomadas directamente en formato digital, se producen una serie de efectos que disminuyen la calidad y precisión de la imagen, principalmente debido a las deformaciones que sufre el papel fotográfico, así como a la incorporación de ruido digital durante el proceso de escaneado. Esta menor precisión y calidad de la imagen producen limitaciones, fundamentalmente a la hora de trabajar con el módulo de restitución fotogrametría digital que incorpora IberGis.

3.3. TRABAJO DE CAMPO

Este trabajo se llevó a cabo en diferentes campañas en las que además de realizar diferentes itinerarios planificados, se visitaron con asiduidad 110 puntos o zonas de

interés establecidas con posterioridad al trabajo en gabinete con fotografía aérea. El trabajo de campo consistió en una serie de tareas que se detallan a continuación:

1. Comprobación de la cartografía realizada con fotografía aérea: Se contrastaron los contactos y formas cartografiadas en la fotografía aérea con las observaciones realizadas en campo a través de diferentes itinerarios programados que abarcaban toda la zona de estudio.

2. Observación del substrato que recubren los depósitos eólicos.

3. Medición de espesores de mantos eólicos.

4. Toma de datos morfométricos de las formas eólicas (cuerpos dunares y depresiones erosivas).

    * Dimensiones: altura, anchura y largo de las formas eólicas.
    * Pendientes (con inclinómetro digital).
    * Orientaciones de crestas.

5. Observaciones sedimentológicas en los diversos afloramientos con secuencias eólicas:

    * Observación en afloramientos de las estructuras sedimentarias de mantos eólicos y dunas.
    * Medición de buzamientos reales y aparentes de los planos de laminación. Los buzamientos aparentes se utilizan posteriormente para obtener buzamientos reales mediante proyección estereográfica. Así, el sentido de los buzamientos permite deducir direcciones de transporte de los paleovientos constructores.
    * Toma de muestras para análisis texturales.
    * Levantamiento de columnas estratigráficas esquemáticas y de detalle en determinadas secuencias eólicas o mixtas.

6. Observación de relaciones entre el sistema eólico, fluvial y lacustre.

7. Observación de suelos y su relación con los depósitos dunares.

8. Observación de zonas con actividad eólica actual.

9. Toma de muestras para obtención de cronologías mediante técnicas de luminiscencia (TL-OSL) y radiocarbono (^{14}C-AMS). Medida de las profundidades de muestreo y de la radiación ambiental mediante contador Geiger en el caso de las muestras para datación mediante técnicas de luminiscencia (TL-OSL).

10. Observación de los aspectos edáficos de los depósitos eólicos:

    * Suelos desarrollados en los depósitos asociados a formas eólicas.

    * Suelos enterrados en las secuencias eólicas.

11. Observación de los procesos eólicos actuales y sus morfologías eólicas asociadas, así como los efectos sobre el medio natural de la actividad eólica actual.

3.4. CARACTERIZACIÓN GEOMORFOLÓGICA DE LOS SISTEMAS EÓLICOS

La caracterización geomorfológica de los sistemas eólicos consistió en la observación y análisis de una serie de parámetros que se detallan a continuación, algunos de los cuales se analizaron en campo y otros mediante trabajos de gabinete:

1. Estimación-cuantificación de la extensión de los campo de dunas.

2. Posición geomorfológica y/o substrato geológico de los campos de dunas.

3. Clasificación morfodinámica de las morfologías eólicas:

   - Formas de acumulación: Tipologías dunares principales y situación espacial en el campo de dunas (borde a barlovento, zonas centrales, zonas a sotavento, etc…).

   - Formas de deflación y deflación-acumulación: depresiones erosivas (*blowouts* y surcos de deflación) y dunas *blowout*.

4. Características morfométricas y morfológicas de las formas eólicas:

   - Dimensiones: Altura, longitud y anchura de dunas; profundidades en depresiones erosivas; relaciones largo/ancho en dunas parabólicas.

- Morfologías de crestas.
- Pendientes a barlovento y sotavento.

5. Obtención de modelos tridimensionales de dunas (modelos digitales de elevaciones) por correlación fotogramétrica digital de las formas dunares más representativas del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cúellar (Tierra de Pinares).

6. Naturaleza de las áreas interdunares:
   - Extensión y forma (abierta, cerrada,..)
   - Morfología de la superficie interdunar (plana, ondulada, irregular,...)
   - Presencia o ausencia de fondos húmedos (navas, charcas temporales, lagunas,...)

7. Medición de planos de laminación en estructuras internas, para la deducción de direcciones de transporte y paleovientos constructores de las formas dunares.

3.5. REALIZACIÓN DE MODELOS DIGITALES DE ELEVACIONES DE LAS PRINCIPALES FORMAS DUNARES DE TIERRA DE PINARES

El modelo digital de elevaciones o del terreno (MDT) o es un modelo continuo de la superficie terrestre a nivel del suelo, representado por una cuadrícula digital continua en la que cada célula de la cuadrícula tiene un valor de elevación.

3.5.1. Metodologías actuales para generar modelos digitales de elevaciones

3.5.1.1. Interpolación de los datos del vector de altura a partir de mapas topográficos o datos de campo (DGPS o estación topográfica)

Es necesario tener curvas de nivel y puntos acotados en formato digital, para a partir de ellos, obtener mediante diversos métodos de interpolación el modelo digital de elevaciones. Se trata de un método que conlleva un ingente trabajo de campo con un GPS diferencial o una estación topográfica digital, por lo que fue descartado desde un principio debido a los requisitos temporales que suponía su manejo y las dificultades añadidas en el caso de ser utilizado por una única persona en el campo.

3.5.1.2. Autocorrelación digital de la imagen en estéreo (Correlación fotogramétrica digital)

Este método para generar Modelos Digital del Terreno (MDT) está basado en principios de fotogrametría bien conocidos que han sido usados rutinariamente en la estéreo-aerofotografía durante más de 70 años. Estos principios están a su vez basados en principios fundamentales de geometría que Pitágoras documentó por primera vez en el año 450 AC. Las imágenes originales pueden ser estándar o de aerofotografía digital, e imágenes ópticas o de satélite. En resumen, el método procede a medir la diferencia de paralaje entre las imágenes en estéreo, es decir, las imágenes del mismo sitio vistas desde distintas direcciones. Paralaje es el cambio aparente en la posición de un objeto causado por el cambio real del punto de observación. La diferencia de paralaje entre las imágenes en puntos comunes a las mismas está directamente relacionada con la altitud del terreno en esos puntos. Por lo tanto, la altura puede ser calculada a partir de la diferencia de paralaje.

Para producir un MDT continuo a partir de pares estéreos de imagen digital, se puede medir la diferencia de paralaje entre los puntos comunes por medio de las áreas de imágenes superpuestas. El proceso para encontrar puntos comunes entre las imágenes estéreo se conoce como correlación de imágenes estéreo. Esta es una tarea de computación masiva que se basa en complicados algoritmos de conjugación de imágenes. En nuestro caso, el proceso de comparación comienza por buscar puntos homólogos en espiral alrededor de un punto de partida para cada celda del MDT. En principio, se busca por correlación la zeta del punto inicial de cada celda (esquina inferior izquierda por defecto), en el caso de no conseguir un coeficiente de correlación suficientemente alto, la búsqueda continua alrededor del punto del MDT en espiral hasta encontrar un punto con coeficiente de correlación válido cuya zeta representará a las zetas de todos los puntos interiores a esa celda.

Consideración: Los MDT producidos a partir de ambos métodos son igualmente precisos. Sin embargo son diferentes en cuanto a la aproximación con que reflejan la realidad. Los modelos digitales de elevaciones producidos a partir de contornos de mapas son muy suaves debido al hecho que las curvas de nivel que los originan (normalmente capturadas con estéreo-trazadores) son ya una generalización del terreno real. Por otra parte, los modelos digitales del terreno producidos a partir de la autocorrelación de estéreo captan más los detalles y la textura real de la superficie del terreno y aparecen más ásperas. Esta aspereza puede y debe ser filtrada en parte para producir una superficie más suave.

3.5.2. MDTs de Tierra de Pinares por correlación en IberGis

La opción Mdt3d (*www.infonegocio.com/ici/clientes/aerot3d.htm*) del programa IberGis permite la generación de modelos digitales de elevaciones (modelos digitales del terreno) mediante un sistema de correlación sobre dos fotogramas aéreos.

En el caso de IberGis, la asociación de coordenadas XY con su respectiva Z se hace mediante un proceso de correlación. La correlación digital consiste en la comparación del color (o tonos grises) de los pixeles del entorno de un punto en una y otra foto. En principio, el programa busca por correlación la zeta del punto inicial de cada celda (esquina inferior izquierda por defecto). En el caso de no conseguir un coeficiente de correlación suficientemente alto, la búsqueda continúa alrededor del punto en espiral hasta encontrar un punto con coeficiente de correlación válido cuya zeta representará a las zetas de todos los puntos interiores a esa celda.

En aquellos lugares en los que el coeficiente de correlación no es suficiente, el programa aproxima por interpolación entre los puntos más cercanos. El coeficiente de correlación indica cómo de parecidos son los pixeles en el entorno del punto a comparar: cuanto más próximo a 1, más parecidos. En base al coeficiente de correlación se clasifican los puntos con el siguiente orden: buenos (coeficiente 0.94 -0.85), regulares (coeficiente 0.73-0.69-0.64-0.55) y malos (coeficiente 0.1-0.09).

Este coeficiente se va a utilizar en las distorsiones del modelo en procesos como son el suavizado del mismo, modificando los puntos en mayor o menor medida en función de este parámetro, atendiendo a la lógica que indica que un punto cuanto mejor es, menos debe modificarse.

La dimensión de las celdas queda determinada por el **paso**: el paso es la distancia entre dos puntos consecutivos del MDT (lado de una celda). Evidentemente un paso menor implica una mayor precisión del MDT, ya que la zeta de un punto se parece más a las del entorno cuanto menor es la dimensión de ese entorno.

Esta estructura discreta del MDT hace que se pierda más o menos detalle dependiendo del paso, ya que por ejemplo la pared de una casa estará en una celda cuya altura es bien la del tejado, o bien la del suelo, o incluso una intermedia, por lo que alguno de los dos elementos, tejado o suelo, o los dos, no estarán bien representados en el modelo. En general se obtienen modelos suaves, en los que se han realizado

numerosos procesos de interpolación, es decir, modelos que minimizan el error medio, por lo que no es frecuente que dos celdas contiguas tengan gran diferencia en la Z.

Figura 3.5: Imagen del momento del procesamiento de MDT por correlación digital mediante el sistema IberGis área determinada del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar (pantalla izquierda). Los resultados se pueden observar en la figura 8.32 del capítulo 8, Apdo. 8.4.2.6.

Debido a la mala calidad del revelado de las fotografías aéreas utilizadas en el presente proyecto, la aplicación de restitución fotogramétrica digital para la obtención de MDTs de las formas dunares sólo se ha podido realizar con cierta garantía en el campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar (Fig. 3.5). Para este campo de dunas se han obtenido dos modelos digitales de elevaciones para dos de las tipologías dunares más representativas del sureste de la cuenca del Duero, la primera, una duna parabólica simple de tipo media luna de tamaño medio y la segunda una duna parabólica compuesta de grandes dimensiones. Estas representaciones tridimensionales (Figs. 8.31 y 8.32) se muestran en el apartado correspondiente en el que se analizan las formas eólicas de los diferentes campos de dunas de Tierra de Pinares (Cáp. 8.4.2).

3.6. ANÁLISIS TEXTURALES

Se recogen muestras de sedimentos para realizar análisis texturales posteriores. Estas muestras se extraen bien en las secciones verticales de afloramientos previamente localizados o bien en las superficies arenosas realizando excavaciones o calicatas de al menos 0.5 m de profundidad. Los análisis granulométricos de las arenas eólicas se realizaron en el laboratorio de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid, partiendo de 100 g de muestra y empleando una columna de tamices con tamizadora electromagnética. El tamizado utilizado pretendió obtener todo el rango de partículas siguiendo la clasificación granulométrica tradicional para el tamaño arena y grava fina. Para esta última se ha impuso unas aperturas de tamiz especiales que nos permiten diferenciar las partículas de grava más habituales que se encuentran en los depósitos eólicos de la cuenca del Duero (Tabla 3.1). En las muestras con un alto contenido en limos y arcillas, se procedió a determinar el contenido exacto de estos dos componentes por el método de la Pipeta de Robinson basado en la ley de Stokes, es decir, en las diferentes velocidades de sedimentación de partículas de distinto diámetro. En este método hay que tener en cuenta que los intervalos de diámetros para el limo y arcilla son 0.05-0.002 mm y menor de 0.002 mm respectivamente.

Intervalo de Diámetro	Tipo de sedimento	
4 - 8 mm	Grava fina (Microcanto)	Gravas
2 - 4 mm	Grava muy fina (Gránulos)	
1 - 2 mm	Arena muy gruesa.	Arenas
0.5 - 1 mm	Arena gruesa.	
0.25 - 0.5 mm	Arena media	
0.125 - 0.25 mm	Arena fina.	
0.0625 - 0.125 mm	Arena muy fina.	
< 0,0625 mm	Limo + Arcillas	Limos y Arcillas

Tabla 3.1: Diámetros de apertura de los tamices utilizados en los análisis texturales de los sedimentos eólicos.

El Tratamiento estadístico de los resultados de los análisis granulométricos se realizó mediante el programa GRADISTAT 4.0 *"A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments by Sieving or Laser*

Granulomete" desarrollado por Blott y Pye (2001), y que facilita los cálculos estadísticos según los parámetros de Folk y Ward (1957) orientados a estudios sedimentológicos, lo cual permitirá realizar un análisis comparativo entre los diferentes zonas estudiadas con depósitos eólicos. Asimismo, estos parámetros texturales, junto con las ecuaciones de transporte de arena de Bagnold (1960) y Hsu (1973) facilitarán los cálculos para obtener velocidades umbrales del viento capaces de transportar granos de arena.

3.7. ANÁLISIS DE COMPOSICIÓN QUÍMICA POR FRX + A.ATÓMICA-NA Y CONTENIDO DE MATERIA ORGÁNICA POR EL MÉTODO DE WALKLEY-BLACK

Estás técnicas se han llevado a cabo en los laboratorios que el Instituto Geológico y Minero de España tiene a tal efecto mediante la utilización de sus aparatos y de los protocolos diseñados a tal efecto.

El fundamento de la Fluorescencia de rayos-X radica en la existencia de un sistema atómico con distintos niveles de energía y las posibles transiciones electrónicas entre ellos. La base de la técnica analítica de la Fluorescencia de rayos-X por dispersión en longitud de onda es la medida de la energía de la radiación emitida en estas transiciones energéticas y es conocida como fluorescencia de rayos-X. Así, la longitud de onda de la radiación emitida dependerá de la diferencia de energía entre los dos niveles involucrados en la transición electrónica. Al ser las energías de los distintos niveles atómicos características de cada tipo de átomos, la radiación X emitida será característica para cada elemento, y en principio, no dependerá de la sustancia química en la que se encuentre, ya que en general, estas radiaciones están originadas por transiciones entre los niveles electrónicos internos, cuyas energías no se ven afectadas por el tipo de enlace existente. Aunque el número de radiaciones características posibles para cada elemento es grande, en la práctica la intensidad de muchas de ellas es muy pequeña y no se puede registrar con los equipos de medida. Además, el número de radiaciones que se registran se limita todavía más, debido a que la diferencia de energías entre algunas de ellas es tan pequeña que aparecen juntas. El análisis cualitativo se realiza mediante un barrido con el goniómetro de toda la zona del espectro que se quiere obtener. Para cubrir todo el rango de elementos analizables se realiza un barrido con cada uno de los cristales analizadores, obteniéndose una serie de máximo (picos) de fluorescencia. Estos picos se corresponden con las distintas longitudes de onda difractadas y constituyen el espectro característico de la muestra.

El empleo del Espectrómetro de Fluorescencia de rayos X (FRX) tiene como finalidad principal el análisis químico elemental, tanto cualitativo como cuantitativo, de los elementos comprendidos entre el flúor (F) y uranio (U). En el análisis cuantitativo se dispone de un calibrado para muestras geológicas y similares, con patrones de referencia internacional. Esta técnica proporciona los resultados en porcentajes de óxidos, y los elementos mayoritarios que se determinan en forma de óxidos son: Al_2O_3, P_2O_5, K_2O, CaO, SiO_2, TiO_2, MnO_2, Fe_2O_3, MgO y Na_2O, y como elementos traza: V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ba, Nb, Rb, Sr, Y, Zr, U, Th, Pb y S.

Para determinar el contenido en materia orgánica de las muestras de arena los laboratorios del IGME han empleado el método de combustión húmeda de Walkley-Black que consiste en una oxidación con dicromato de potasio en medio de ácido sulfúrico. La reacción toma el calor de la disolución del ácido, lo que eleva la temperatura y logra la oxidación del carbono orgánico. El dicromato residual es posteriormente marcado con una sal ferrosa. El método de combustión húmeda determina sólo una parte del carbono orgánico, discriminando las formas condensadas y excluyendo en un 90 a 95 % el carbono elemental (Jackson, 1976).

3.8. TÉCNICA PARA LA DETERMINACIÓN DE LAS DIRECCIONES PRINCIPALES DE TRANSPORTE Y PALEOVIENTOS CONSTRUCTORES DE LAS FORMAS DUNARES

Se han realizado mediciones de buzamientos aparentes de capas de arenas eólicas en distintas secciones de los afloramientos, de manera que su posterior proyección estereográfica sobre la plantilla de *Wulf* ha permitido obtener la dirección y buzamiento real de los planos de laminación y a partir de estos deducir dirección-sentido de transporte real de las arenas eólicas producidas por el viento .

Por otro lado, sobre la cartografía SIG de las formas dunares, se han deducido los paleovientos responsables de la construcción y del movimiento principal de las formas dunares, teniendo en cuenta sus morfologías, la traza de las crestas dunares y la posición del flanco a barlovento y sotavento de las duna, tal y como se puede apreciar en la figura 3.6. Se realiza por tanto, la medición más exacta posible del ángulo (en grados sexagesimales) que forma el sentido del paleoviento constructor respecto el norte geográfico siguiendo el sentido horario y utilizando la herramienta informática MB-Ruler 4.0 (*www.Markus-Bader.de/MB-ruler*) que permite medir ángulos y distancias en la pantalla, en nuestro caso sobre la cartografía SIG de las formas dunares.

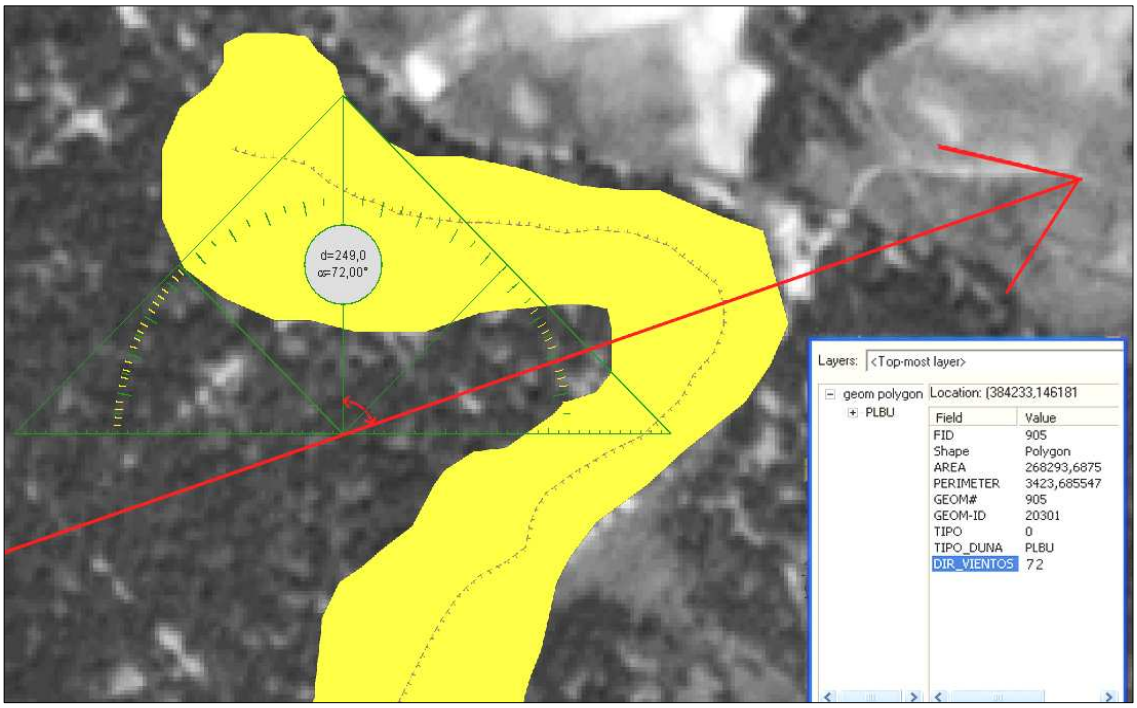


Figura 3.6: Proceso de medición en una duna del ángulo que forma el sentido del paleoviento constructor principal con el norte geográfico (siguiendo el sentido de agujas del reloj) y registro del valor obtenido en la base de datos asociada (ventana de la parte inferior derecha).

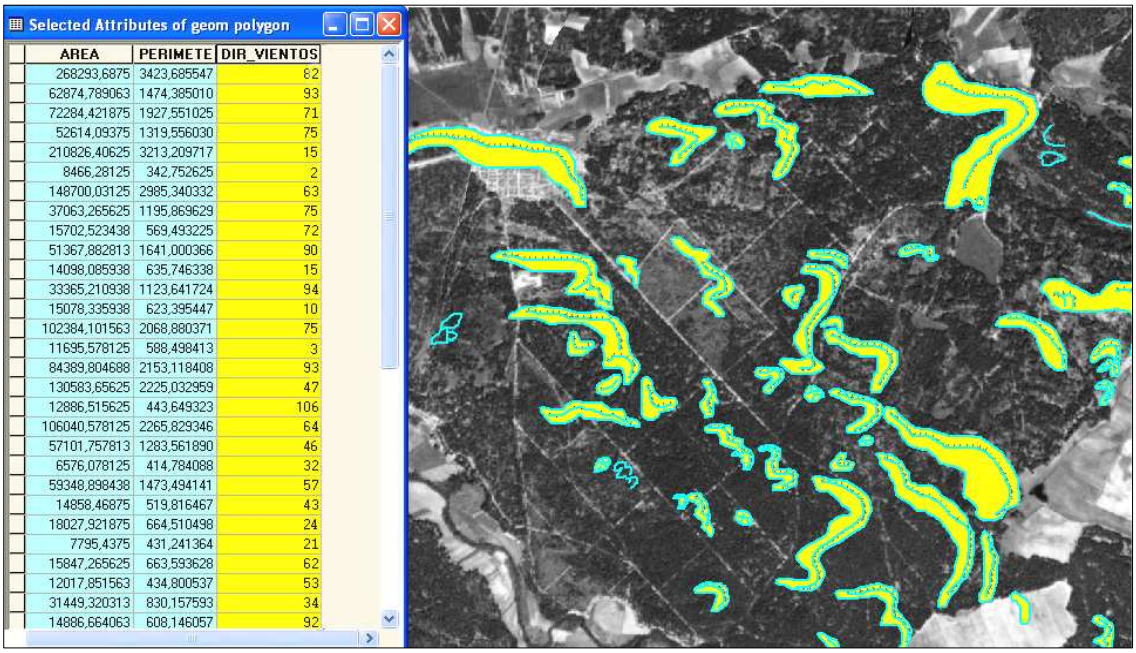


Figura 3.7: Selección en ArcGis de un conjunto de formas dunares sobre la cartografía digital de Tierra de Pinares y tabla con los registros de ángulos del sentido de los paleovientos asociados. Las formas dunares están representadas sobre un fondo formado por las imágenes georreferenciadas del satélite IRS.

Una vez medido el ángulo del sentido del paleoviento (Fig. 3.6), su valor se registra en el campo correspondiente (DIR_VIENTOS) de la base de datos asociada a las morfologías dunares. De esta manera, una vez registrados los ángulos para las principales formas dunares de Tierra de Pinares (Fig. 3.7), es posible realizar consultas alfanuméricas y espaciales sobre la base de datos asociada, así como obtener posteriores análisis estadísticos que facilita el sistema de información geográfico ArcGis.

3.9. MÉTODOS DE DATACIÓN EMPLEADOS PARA OBTENER CRONOLOGÍAS DE LOS SISTEMAS EÓLICOS

Un punto importante en el estudio de los depósitos eólicos es obtener una cronología consistente de los mismos y por tanto de los momentos de actividad eólica responsables de su formación. Se trata de establecer la cronología de los principales eventos de actividad y deposición eólica mediante la toma selectiva de muestras y la aplicación de técnicas de datación por Termoluminiscencia (TL) y Luminiscencia Óptica Estimulada (OSL), así como mediante el uso de métodos de datación por radiocarbono. Todos estos métodos de explican de forma simplificada a continuación.

3.9.1. Dataciones radiométricas o por radiocarbono

A finales de la primera mitad del siglo pasado se dan a conocer los mecanismos de formación del isótopo ^{14}C a través de reacciones nucleares en la atmósfera, descubriéndose también que a medida que el tiempo pasaba, el carbono 14 presente en los organismos muertos descendía a una velocidad que podía ser medida (Libby, 1946). Este fue el comienzo de una revolución en los métodos de datación. Más tarde, en 1949, se desarrollaría el conocido *Método de Datación Radiocarbónica* (Libby, 1969). Este método permite datar muestras de materiales orgánicos de hasta 60.000 años antes del presente, pudiendo emplearse en madera, carbón, hueso, sedimentos, y cualquier cosa orgánica que forme parte de la Biosfera con un error promedio de unos 80 años.

El carbono tiene tres isótopos, el ^{12}C, ^{13}C y ^{14}C, a diferencia del 12 y 13, el isótopo ^{14}C, es muy inestable por lo que se desintegra espontáneamente emitiendo débiles radiaciones mientras lo hace. El carbono se combina con el oxígeno formando CO_2 que se disuelve en los océanos, se combina con las plantas a través de la fotosíntesis y es incorporado por los animales al alimentarse de ellas. La absorción del carbono 14 cesa cuando la planta o el animal muere y su concentración comienza a descender debido a la

desintegración radiactiva. Libby comprendió que, conociendo el ritmo de desintegración o vida media del, podría calcularse la edad de los organismos, es decir el tiempo transcurrido desde el momento de su muerte. Este ritmo de desintegración es conocido, con una disminución del 50 % de ^{14}C después de 5730 años.

Sin embargo, uno de los principios básicos del método de radiocarbono no era correcto ya que Libby pensó que la concentración de ^{14}C en la atmósfera había permanecido constante, pero hoy se sabe que no es así y que ha variado, sobre todo recientemente, ya que en 1950 durante el apogeo de las pruebas termonucleares, se inyectaron artificialmente grandes cantidades de carbono en la atmósfera. Para resolver este problema y poder calibrar correctamente las fechas radiocarbónicas se ha recurrido a la dendrocronología (*www.radiocarbon.com/about-carbon-dating.htm#Principal*).

Hay tres técnicas de datación por radiocarbono, dos de ellas de tipo convencional (Gas Proportional Counting y Liquid Scintillation Counting) y otra mediante AMS (Accelerator Mass Spectometry).

En nuestro caso, todas las dataciones por radiocarbono se realizaron mediante AMS. Además, estos análisis, así como las correspondientes calibraciones se han llevado a cabo en el laboratorio BETA Analityc Inc. (Florida, USA), obteniéndose 7 dataciones de horizontes A_b de suelos intercalados entre secuencias de arenas eólicas de Tierra de Pinares.

La espectrometría de masas con acelerador (AMS) es el método más moderno y detecta directamente el número de átomos ^{14}C en la muestra en relación con el ^{13}C y ^{12}C (Stuiver *et al.*, 1998a y b). En ella, la muestra es ionizada e introducida en un acelerador de partículas. El haz resultante es desviado por potentes campos magnéticos. Dado que el cada isótopo de carbono tiene una masa diferente, el ángulo de deflexión es ligeramente diferente para cada uno y es posible medir las concentraciones relativas de cada uno de ellos. Al no depender de la actividad de la muestra y ser insensible a la radiactividad natural, con este método se pueden conseguir las medidas de mayor calidad. Se pueden medir concentraciones de hasta 10^{-15} y por tanto se pueden utilizar en muestras mucho más pequeñas (de hasta 1 mg). Así, por ejemplo, en una muestra de 1mg que contenga sólo 40000 átomos de C^{14}, se puede obtener una precisión del 0.5%, lo que representa un error de unos 40 años (*www.radiocarbon.com/accelerator-mass-spectrometry.htm*). Así, la principal ventaja de este método es que permite que las muestras sean mucho más pequeñas y el contenido en materia orgánica pueda ser muy bajo, necesitándose únicamente unos pocos miligramos de carbono para llevar a cabo su

datación. Su mayor inconveniente es que es más costoso de realizar, aunque su coste está relacionado en parte con su eficiencia ya que minimiza la destrucción del material a datar y reduce considerablemente el tiempo de obtención de resultados.

El mayor problema que puede haber en este tipo de dataciones, tanto para las dataciones mediante ^{14}C convencional como mediante AMS, es que las muestras a datar estén contaminadas. Por eso, el proceso de recolección de muestras de arenas con material orgánico se realizó muy cuidadosamente, lavando bien los materiales de recogida para cada nueva muestra y guardándose rápidamente el sedimento recolectado en bolsas asépticas especiales.

3.9.2 Datación por métodos de luminiscencia (TL y OSL)

Los métodos de **Luminiscencia** se basan en el hecho de que ciertos tipos de sedimentos, al estar expuestos a la luz solar se decoloran y atrapan electrones. Una vez quedan enterrados, los electrones se van liberando. Existen técnicas que miden la luz emitida por los electrones residuales y así se calcula, una vez averiguada la dosis lumínica original, el tiempo transcurrido desde que el sedimento quedó enterrado. Estos métodos sirven para datar yacimientos y materiales de hasta 100.000 años de antigüedad aunque con menor precisión que el radiocarbono y son muy adecuados para el estudio de depósitos eólicos de gran antigüedad, ya que estos carecen en su mayoría de materia orgánica y/o suelos enterrados.

No se puede dejar de comentar que estos métodos ya han sido empleados anteriormente con éxito para la datación de depósitos eólicos en el norte de Europa (Lang y Fehrentz, 1988; Kolstrup *et al.*, 1990; Stokes, 1991; Bateman, 1995; Bateman y Huissteden, 1999; Koster, 2005), así como en el centro de la Península Ibérica (Rendell *et al.*, 1994 y 1996; Díez-Herrero y Bateman, 1998; Bateman y Díez-Herrero, 1999 y 2001; Díez-Herrero *et al.*, 2002)

Dependiendo fundamentalmente de la disponibilidad presupuestaria y del momento en que se realizó la campaña de recolección de las muestras, se han ido recurriendo a diferentes técnicas (TL u OSL) y laboratorios que han permitido obtener un abanico de dataciones bastante amplio, principalmente de Tierra de Pinares pero también con algún muestreo selectivo en la Llanura Manchega que permitiera completar el conocimiento cronológico de los depósitos eólicos formados en ella.

Figura 3.8: Medición de radiación ambiental por parte de Nick Debenham (Quaternary TL Surveys) en el lugar de toma de muestra para su datación por TL. Secuencia inferior de arenas eólicas en una duna al norte de Nava de la Asunción (Tierra de Pinares).

3.9.2.1. Termoluminiscencia (TL)

Se conoce como datación por termoluminiscencia la capacidad que tienen algunos minerales como el cuarzo para emitir luz cuando son calentados. El origen de esta emisión es la imperfección de su estructura cristalina, que provoca que algunos electrones libres se sitúen en niveles energéticos superiores a su nivel fundamental (*www.users.globalnet.co.uk/~qtls/tlnotes.htm#d111*). Cuando se produce un aporte de calor, parte de la energía se transmite a estos electrones, los cuales, si se supera un límite de energía pueden escaparse de la "trampa" estructural en la que se encontraban y descender a su nivel de energía más bajo o fundamental, emitiendo en ese momento la energía sobrante en modo de luz. Por tanto, la cantidad de luz que se emite en el momento del calentamiento dependerá del tiempo que dicho material haya estado recibiendo la radiación ambiental.

Las dataciones por TL las realizó Nick Debenham (Fig. 3.8) del laboratorio **Quaternary TL Surveys** del Reino Unido (*www.users.globalnet.co.uk/~qtls/*). De manera que en el año 2002, se obtuvieron 4 dataciones en depósitos eólicos de Tierra de Pinares y 3 en la Llanura Manchega.

3.9.2.2 Luminiscencia Ópticamente Estimulada (OSL)

La luminiscencia ópticamente estimulada es un método de datación alternativo al anterior (TL) en el que la muestra, en lugar de calentada, es estimulada con luz de una longitud de onda determinada (azul o infrarroja), y la energía emitida por el sedimento es observada en otra longitud de onda. Así, la Intensidad de luminiscencia "natural" es proporcional a la energía de radiación iónica absorbida por el sedimento desde su última exposición a la luz (enterramiento).

El método de OSL fue propuesto por primera vez por Huntley *et al.* (1985) y posteriormente se estableció el modelo simple para explicar la emisión de IRSL (luminiscencia en la zona del infrarrojo) en feldespato potásico (Huntley *et al.*, 1991). Así, a diferencia de la TL, en la OSL, el vaciado de "trampas electrónicas" se realiza mediante diodos de infrarrojo. Este método, al igual que la TL, sirve para datar sedimentos fluviales y eólicos cuando estos presentan contenidos en feldespatos, como es el caso de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares.

Las dataciones por OSL de Tierra de Pinares se encargaron al **Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma de Madrid**, obteniéndose la

datación de 14 muestras en el año 2005. En este caso, la recogida de muestras la realizó el autor de esta Tesis Doctoral, bajo el asesoramiento y con los instrumentos proporcionados por el laboratorio de datación de la UAM, evitando procesos de evaporación, así como la exposición a la luz y a otras fuentes de radiación (Fig. 3.9).

Figura 3.9: Toma de muestra en un nivel de arenas eólicas para realizar datación por OSL. En imagen inferior derecha se puede ver detalle del contador Geiger prestado por el Laboratorio de Datación de la UAM para medir la radiación ambiental.

Una vez seleccionados los lugares y depósitos eólicos a muestrear, el trabajo en campo consistió en la medición de las profundidades de los niveles de toma de muestras, la medida de la radiación ambiental mediante un contador Geiger y en la recogida de muestras mediante tubos de polipropileno de 25 cm de longitud y 3.5 cm de diámetro, así como el sellado de las mismas para evitar la exposición a la luz y humedad comentadas anteriormente.

3.10. TRATAMIENTO MEDIANTE UN SISTEMA DE INFORMACIÓN GEOGRÁFICA DE LOS DATOS CON REFERENCIA ESPACIAL Y DE LA CARTOGRAFÍA ELABORADA

La cartografía geomorfológica se ha elaborado en formato digital vectorial mediante el sistema de información geográfico ArcGis (Versiones 8.1 a 9.2). Como ya se explicó en el apartado 3.2, las bases cartográficas digitales utilizadas en el SIG son un mosaico de imágenes georreferenciadas del satélite IRS con una resolución de 5 x 5 m y los mapas topográficos digitales a escala 1:25.000 del I.G.N.

Una vez digitalizados los elementos geomorfológicos sobre las bases cartográficas en ArcGis o bien importando a éste los arcos vectorizados en la estación estereoscópica digital IberGis, se realiza el tratamiento cartográfico final. Este tratamiento consiste en la corrección de errores de digitalización y la creación de topología, así como en la asignación de códigos y simbología, esto último usando como referencia la guía para la elaboración del Mapa Geomorfológico de España a escala 1:50.000 (Martín Serrano *et al.*, 2004) y la normativa del Mapa Geológico digital a escala 1:50.000 (Pérez Cerdán, 2007), ambas ampliamente utilizadas en el Área de Cartografía y el Servicio SIG del Instituto Geológico y Minero de España.

3.10.1. Codificación del campo tipología y normativa elaborada

Se ha elaborado una codificación particular para la caracterización de las diferentes tipologías dunares, lo cual permite, una vez registrados los datos asociados a los elementos cartográficos de las formas dunares (Fig. 3.10), realizar diferentes tipos de consultas alfanuméricas y espaciales, así como los correspondientes análisis estadísticos que se utilizarán en el apartado sobre la investigación y descripción geomorfológica del sistema eólico de Tierra de Pinares (Cáp. 8.4)

Para obtener la codificación alfanumérica más adecuada para caracterizar de forma precisa las diferentes tipologías dunares se realizó una estudio minucioso de diferentes normas y codificaciones utilizadas en el MAGNA digital (Ej.: campos Litología y Edad), así como una investigación sobre las posibilidades de consulta y análisis posteriores que ofrecían las diferentes codificaciones, de manera que el resultado es la siguiente normativa de codificación del campo **TIPO_DUNA** que se ha aplicado a la cartografía digital de las formas dunares en el SIG con la geomorfología de Tierra de Pinares.

DUNAS PARABÓLICAS

Simples:

P > Parabólica simple (sin tipo definido).
PLN > Parabólica tipo media luna *o lunate*, según Pye (1993): relación largo/ancho=L/W < 0.4.
PSE > Parabólica semicircular o *hemicyclic*, según Pye (1993): relación L/W entre 0.4 y 1.
PLB > Parabólica *lobate*, según Pye (1993): relación L/W entre 1 y 3.
PA > Parabólica alargada o *elongate*, según Pye (1993): relación L/W > 3.
PR > Rampa parabólica, según Pye (1993).
PT > Parabólica en transición a transversa o viceversa.

Norma complementaria:
1- Si tienen forma de U o V: al final de la codificación se pone **U** o **V.**
Ej.: **PLBU** > Parabólica *lobate* en U.
PLBV > Parabólica *lobate* en V.

Parabólicas compuestas:

PC > Parabólica compuesta.
PCA > Parabólica compuesta de tipo alargado o *elongate.*
PCX > Parabólica compuesta-compleja: de varios cuerpos y con formas distintas en cuerpo principal.
PCE > Parabólica compuesta en escalera o *echelon*, según Pye (1993).
PCT > Parabólica compuesta en transición a transversa.

Nota: Si todas las formas que la componen son iguales se puede especificar al final del código mediante su siglado correspondiente a la forma común. Ejemplo.: PC**SE**, PC**LN** y PC**LBU.**

Parabólicas complejas:

PX > Parabólica compleja: habitualmente con distintas morfologías en la cara a barlovento.
PXR > Rampa parabólica compleja.

DUNAS TRANSVERSAS

Simples:

T > Transversa simple de cresta recta.

TN > Transversa de cresta sinuosa.
TP > Transversa muy sinuosa tendiendo a parabólica compuesta.

Compuestas:

TC > Transversa compuesta.
TCN > Transversa compuesta de cresta sinuosa (habitualmente la forma principal o de mayor altura).

Complejas:

TX > Transversa compleja: Con distintas morfologías dunares habitualmente en la cara a barlovento.
TXN > Transversa compleja de cresta principal sinuosa (en algunas casos con zonas paraboloides).

OTRAS FORMAS DUNARES

L > Duna o forma de tipo longitudinal (*linear dune*).
D > Domo.
B > Barján.
WF > Duna *blowout*.
FD > Forma dunar sin clasificar.
DI > Área con dunas irregulares.

Normas complementarias:

2- Si la forma dunar se superpone o está en contacto con otro cuerpo: se pone al final del código una **S**.

Ej.: **PSES** > Parabólica semicircular superpuesta o en contacto con otra forma dunar.
PLBVS > Parabólica *lobate* en V superpuesta o en contacto con otra forma dunar.
TS > Transversa superpuesta o en contacto con otra forma dunar.

3- Si es parte de una forma mayor compuesta pero se ha diferenciado (está también en contacto): se pone al final una **C,** y luego la **S** por estar en contacto con el cuerpo principal.

Ej.: **PSECS** > Forma Parabólica semicircular de duna compuesta.
TNCS > Forma Transversa de cresta sinuosa de duna compuesta.

3.10.2. Incorporación de otros datos espaciales al SIG

Además de la codificación de las tipologías dunares (Fig. 3.10) y el registro de los ángulos de paleovientos asociados a las dunas (Fig. 3.7), también se ha realizado una incorporación al sistema de información geográfico de las alturas de las formas dunares, así como los puntos de recogidas de muestras de arena con los principales parámetros texturales y dataciones realizadas con las distintas metodologías.

Los datos codificados y georreferenciados permiten realizar con posterioridad consultas condicionadas sobre los campos codificados y análisis espaciales. Estas consultas permiten hacer análisis estadísticos (por ejemplo sobre las tipologías dunares) y representaciones cartográficas con el objeto de un mejor estudio y comprensión de los depósitos y formas eólicas en la zona objeto de estudio.

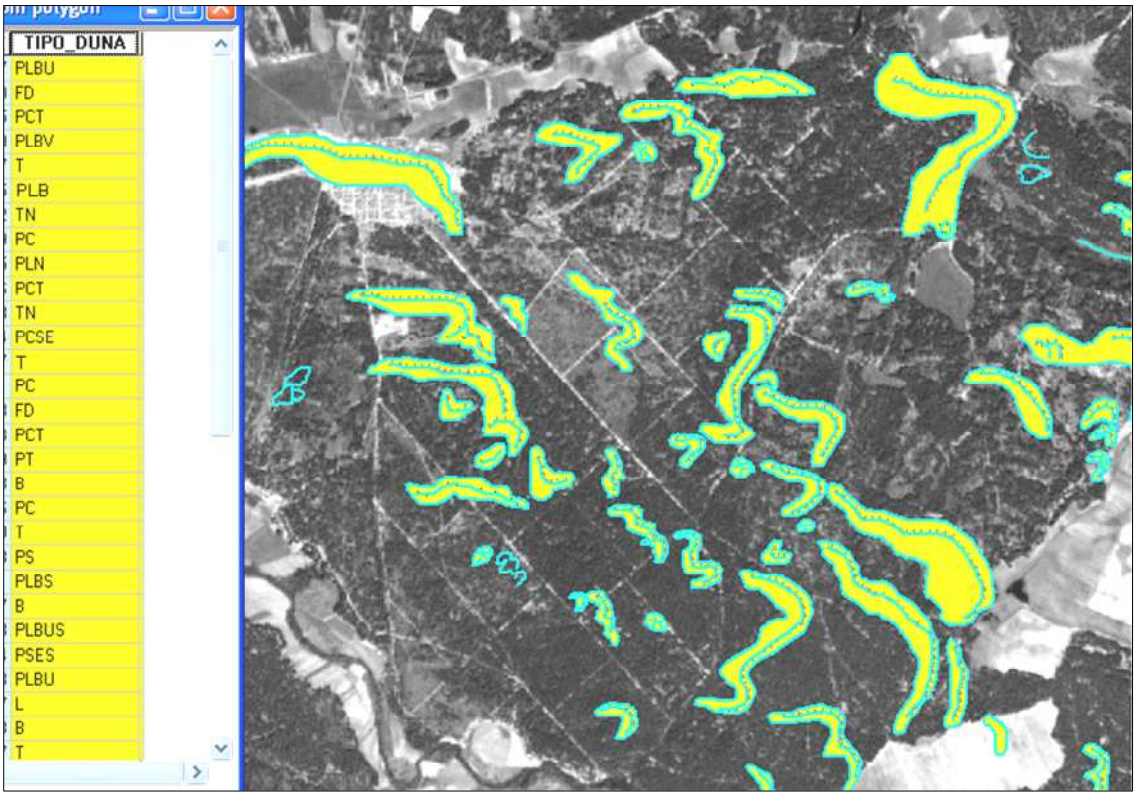


Fig. 3.10: Detalle de la cartografía de Tierra de Pinares con una selección de formas eólicas y la base de datos asociada a la capa geográfica, en la que se puede observar el campo TIPO_DUNA con la tipología dunar codificada según la norma elaborada en el apartado 3.10.1 del presente capítulo.

4. Medio Biofísico

4.1. EL CLIMA

4.1.1. Introducción

El clima es junto con la geodinámica interna uno de los factores clave en la formación del relieve y sin duda es determinante en la aparición del fenómeno eólico y su modelado. Por lo tanto, a la hora de realizar esta Tesis Doctoral se ha estimado conveniente evaluar los aspectos climáticos actuales más relevantes de las zonas estudiadas en el centro peninsular y de esta manera poder establecer su incidencia o relación con los procesos eólicos actuales (Cap. 17). Para llevar a cabo un análisis detallado, aparte de diversos estudios climáticos, se han utilizado principalmente datos meteorológicos procedentes de las estaciones de Valladolid (Villanubla), Segovia, Ciudad Real y Albacete, que aunque no pertenecen a las zonas de estudio si son las más próximas a éstas y tienen las series de datos más completas y fiables por su continuidad temporal, sobre todo en lo que se refiere al régimen de vientos. De esta manera, se han analizado los registros meteorológicos de las series 1960-1991 y 1971-2000 (INM, 1988, 1995a, 1996a, 1996b, 1996c y 2002) con mayor influencia en el modelado eólico actual, como son los relativos a insolación, temperatura, precipitación, humedad-evaporación-evapotranspiración, y régimen de vientos. Además, se han utilizado de forma comparativa datos de las estaciones de Bilbao y Almería (INM, 1995b y 1995c), pertenecientes a las denominadas como España húmeda y seca respectivamente.

4.1.2. Aspectos básicos del clima en la Submeseta norte

Desde un punto de vista biogeográfico, la principal zona de estudio, Tierra de Pinares situada en la Submeseta norte, pertenece a la región bioclimática mediterránea, considerándose como una subregión continental extremada dentro de la región continental que incluiría a las dos mesetas (Font Tullot, 1983). En el caso de la Submeseta norte, destaca su aislamiento orográfico y elevada altitud media de unos 850 m. Así, los macizos montañosos galaico-leonés y cantábrico producen un efecto barrera que dificulta la penetración de las masas de aire húmedo procedentes del noroeste y norte respectivamente, mientras que las masas de aire húmedas penetran más fácilmente por su extremo suroeste donde no existen barreras orográficas. De esta manera, el clima de la zona de estudio se caracteriza en general por veranos secos e inviernos fríos. Las temperaturas medias son del orden de 2º C en enero, con olas de frío ocasionales causadas por masas de aire polar o siberiano (hasta –20 ºC), mientras que en verano la temperatura es fresca con medias del orden de 20-22 ºC y sin sobrepasar los 31 ºC de

media en las temperaturas máximas. En cuanto a las precipitaciones, estas oscilan entre los 600 y 400 mm/año, estas últimas, frecuentes en la zona más occidental de Tierra de Pinares. Las precipitaciones tienen lugar sobre todo entre otoño y primavera mientras que durante el período estival prácticamente son inexistentes. Asimismo, también existe una marcada oscilación pluviométrica interanual, con valores entre 350 y 800 mm de media.

4.1.3. Aspectos básicos del clima en la Submeseta sur

Según Font Tullot (1983) la Submeseta sur está situada en el región bioclimática climática mediterránea en una subregión continental menos extremada que la Submeseta norte. Los factores más significativos en este aspecto son: inviernos rigurosos, veranos cálidos, sequía estival, irregularidad en las precipitaciones, fuertes oscilaciones térmicas y notable aridez.

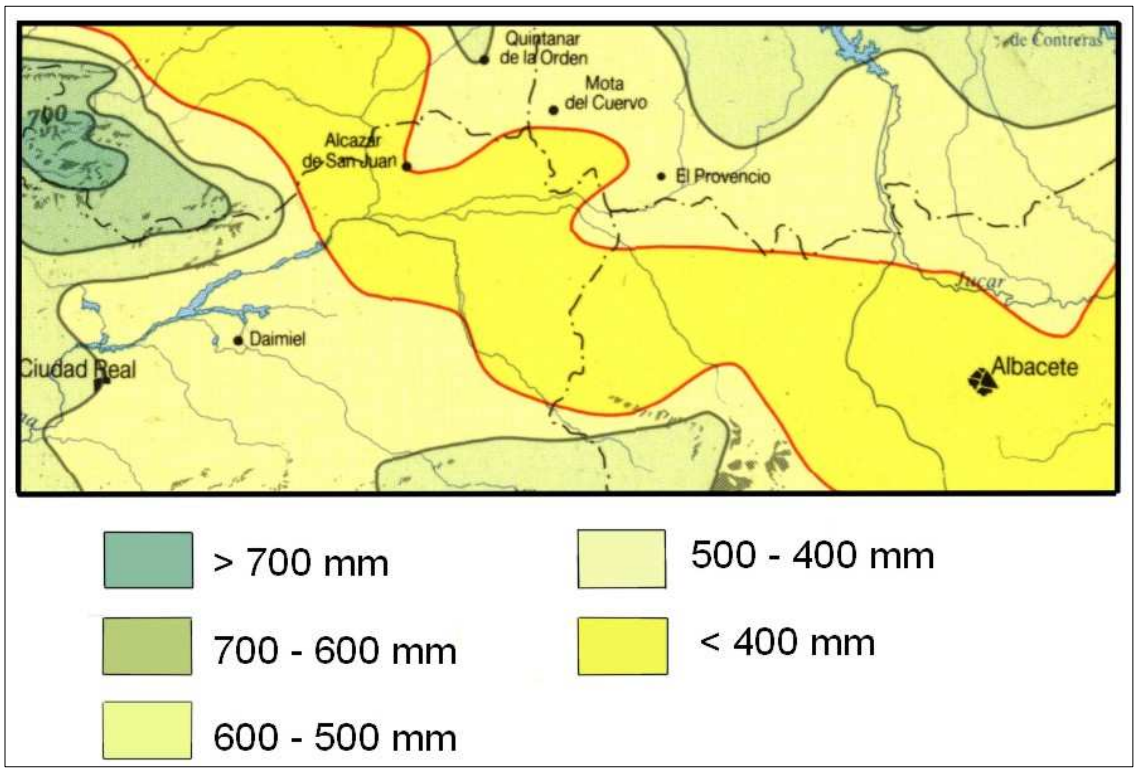


Figura 4.1: Mapa de isoyetas de la región central de Castilla-La Mancha. Procedencia: Fernández García (1986).

Las temperaturas en la Submeseta sur son muy extremas debido al efecto de la continentalidad, la amplitud térmica anual (diferencia entre la temperatura media del mes más frío y la del mes más caluroso) es muy elevada, normalmente entre 18º y 20º.

En julio la temperatura media mensual se sitúa por encima de los 22º en la mayor parte de la Submeseta sur, pero se puede distinguir una gran franja calurosa, de más de 26º, que atraviesa toda esta Submeseta por el centro y que incluiría a la práctica totalidad de la Llanura Manchega. Los inviernos, sin embargo, son fríos pues en la mayor parte de la Submeseta sur, la temperatura media del mes de enero se sitúa por debajo de los 6º, e incluso por debajo de 4º en ciertas zonas de la Mancha (Belmonte 3,4º), y las heladas son frecuentes en invierno e incluso a principios de primavera y finales de otoño, destacando las entradas de aire polar o continental que hacen descender las temperaturas mínimas hasta los 16º bajo cero.

Los índices de aridez son muy altos, sobre todo en La Mancha y el sureste, así hay una "banda seca" con una dirección noroeste-sureste caracterizada por la escasez de precipitaciones, entre 300 y 400 mm, lo cual incluiría a la práctica totalidad de la Llanura Manchega (Fig. 4.1).

4.1.4. La insolación

A la cantidad de radiación solar directa incidente por unidad de área horizontal durante un período de tiempo determinado se la define como la insolación correspondiente a dicho período. Si a esta cantidad se le suma la debida a la radiación indirecta, es decir a la que incide sobre la misma área después de haber sido dispersada por las moléculas y partículas del aire, se obtiene la **insolación total**, también denominada radiación o irradiación global.

Los datos que hemos usado para estimar la radiación solar proceden de piranómetros termoeléctricos y pirheliómetros, calibrados bianualmente por el Centro Radiométrico Nacional del Instituto Nacional de Meteorología, de manera que se han obtenido las medias mensuales de **radiación global diaria**.

En las tablas 4.1 y 4.2, se presentan los valores expresados en [cal/cm^2 x día] obtenidos para Segovia, Valladolid, Ciudad Real y Albacete. En la figura 4.2, también se puede observar un gráfico comparativo con los valores de las estaciones manchegas y del sureste de la Cuenca del Duero junto con las dos estaciones de referencia, Bilbao y Almería.

En principio se aprecia una fuerte sintonía de los valores de Valladolid con los de Ciudad Real, Albacete y Almería para todo el año excepto para los meses de noviembre,

diciembre y enero en los que los valores de radiación son inferiores y más parecidos a los reflejados para la estación de Bilbao, lo cual refleja probablemente la influencia de la latitud y el efecto de las nieblas invernales tan habituales en estas fechas por las zonas centrales de la Cuenca del Duero.

Por el contrario, la estación de Segovia muestra en todo el año una diferencia significativa en la radiación global diaria, con valores considerablemente inferiores (10-15 %) a las estaciones de Valladolid, Ciudad Real, Albacete y por supuesto Almería, aunque los valores son bastante parecidos a los de Valladolid en los meses de noviembre-diciembre-enero. Esta circunstancia se debe probablemente a su proximidad con el Sistema Central donde hay un mayor aumento de la nubosidad y la precipitación por causa del efecto orográfico que ejerce el relieve sobre las masas de aire húmedas, propiciando el desarrollo de mayor nubosidad y precipitaciones.

También, destaca una fuerte diferencia entre las estaciones de la Submeseta Norte con los datos de radiación de Bilbao en la denominada España "húmeda", diferencia menos acentuada en el caso de Segovia debido a las características mencionadas anteriormente. En cambio, las estaciones de Valladolid, Albacete y Ciudad Real muestran un alto grado de similitud con los valores de Almería, lo cual pone en evidencia las tendencias a condiciones semiáridas en los valores de radiación.

Finalmente, se observa como las estaciones del Duero registran una media mensual de radiación global diaria superior a las 400 cal/cm^2 entre abril y septiembre, lo que contribuirá durante estos meses a la rápida desecación de la parte más superficial del suelo.

	En.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ag.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
Valladolid. 1968-1996	136.6	259.4	374.5	475.7	535.5	620	626	553.6	415.3	268.5	165.3	109
Segovia. 1968-1996	145.7	231.2	343.2	403.6	452.8	520	542	494.2	386.2	262.3	159.3	118

Tabla 4.1: Medias mensuales de radiación global diaria (cal/cm^2 x día) en Valladolid y Segovia. Datos: INM

	En.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ag.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
Albacete. 1984-96	180,2	245,9	377,6	477,5	552,6	621,4	625	546,6	426,8	277,3	193,6	158,9
Ciudad Real. 1976-96	192,2	264,3	409,6	477,7	552,1	624,8	642	572,7	467,5	328,8	222,9	163,5

Tabla 4.2: Medias mensuales de radiación global diaria (cal/cm^2 x día) en Albacete y Ciudad Real. Datos: INM

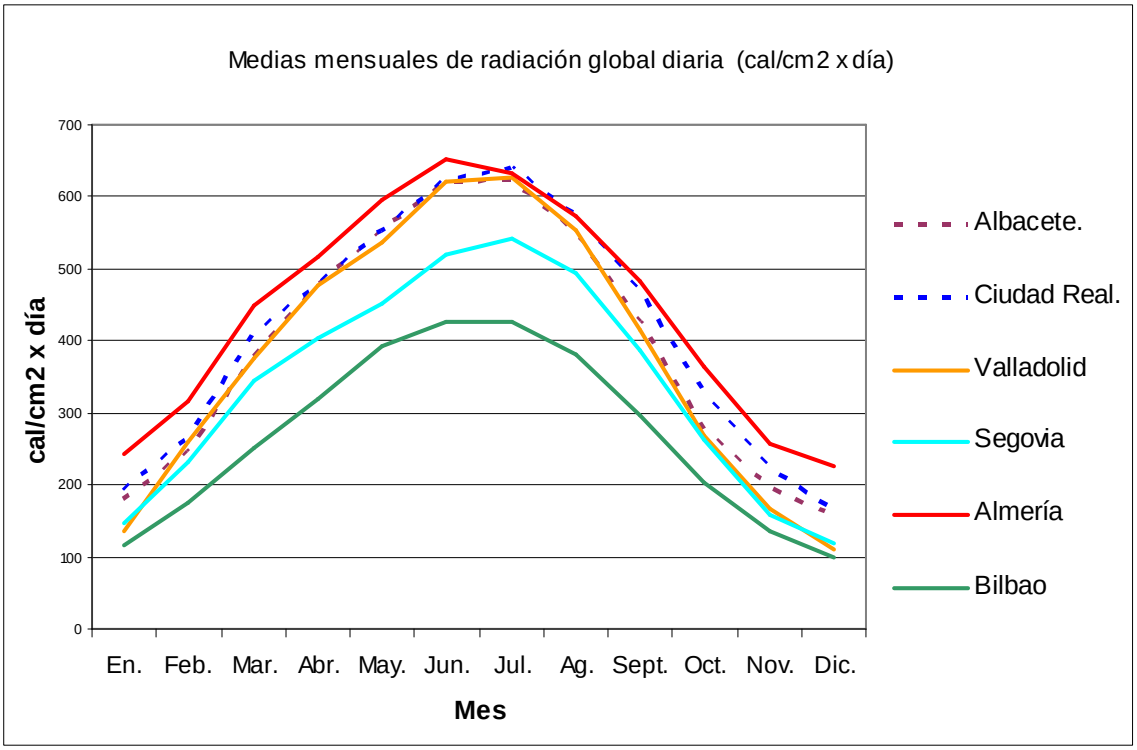


Figura 4.2: Radiación global diaria, medias mensuales. Estaciones de Valladolid, Segovia, Ciudad Real, Albacete, Almería y Bilbao. Período 1961-90. Datos: INM

Se entiende por **nubosidad** como la fracción de la bóveda celeste cubierta de nubes. La nubosidad, meteorológicamente hablando se expresa en décimas de cielo cubierto. Si el promedio de las observaciones diarias da una nubosidad igual o inferior a 2 décimas se tiene un "día despejado", si es igual o superior a 8 décimas se tendrá "un día cubierto" y se considerará un "día nuboso" cuando la nubosidad se encuentre entre las 2 y 8 décimas. En el caso del sureste de la Cuenca del Duero, el número de días despejados al año es aproximadamente de 145 mientras que los cubiertos oscilan alrededor de 75 días, datos similares a los que se registran en la Llanura Manchega con 145 días despejados y 75 cubiertos respectivamente. Se puede decir que la Cuenca del Duero, junto con la Mancha, el Ebro, Guadalquivir, Levante y Andalucía destacan como las regiones menos nubosas de la Península Ibérica (Font Tullot, 1983).

La **duración de la insolación** directa está definida por el tiempo durante el cual el sol ha brillado en el cielo en el transcurso de un período determinado. En la Tabla 4.3 se reflejan los valores medios mensuales y anuales del número de horas de sol en Valladolid, Segovia, Albacete y Ciudad Real.

	Anual	En.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ag.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
Valladolid	2689	115.2	147.8	193.3	218.3	274.3	308	379.7	351.1	255	204.7	139.2	102.5
Segovia	2480	123.8	137.2	191.8	192	231.8	291.6	345.6	323.6	241.8	172.4	130.2	106.9
Ciudad Real	2722	133.4	150.9	199	216.5	285.9	310.1	365.5	342.2	249	199.2	146.1	124.4
Albacete	2707.5	142.4	158.8	202.8	223.4	271.4	303.4	350.4	320.,2	245.,8	202.4	149.,4	137.3

Tabla 4.3. Duración de la insolación (Horas). Estaciones de Valladolid, Segovia, Ciudad Real y Albacete. Período 1961-90. Datos: INM

Las curvas de distribución con la duración de la insolación (Fig. 4.3) permiten observar que hay tres estaciones interiores (Valladolid, Ciudad Real y Albacete) que destacan por tener valores parecido en número de horas de sol, siendo Valladolid la que posé un mayor número de horas de sol durante la estación veraniega (junio-julio-agosto) debido el predominio de días despejados en la meseta norte y su posición en una latitud mayor que las demás, mientras que en diciembre y enero el número de horas de sol es menor que en Albacete y Ciudad Real debido a las abundancia de nieblas en la Cuenca del Duero en la estación invernal y a su mayor latitud.

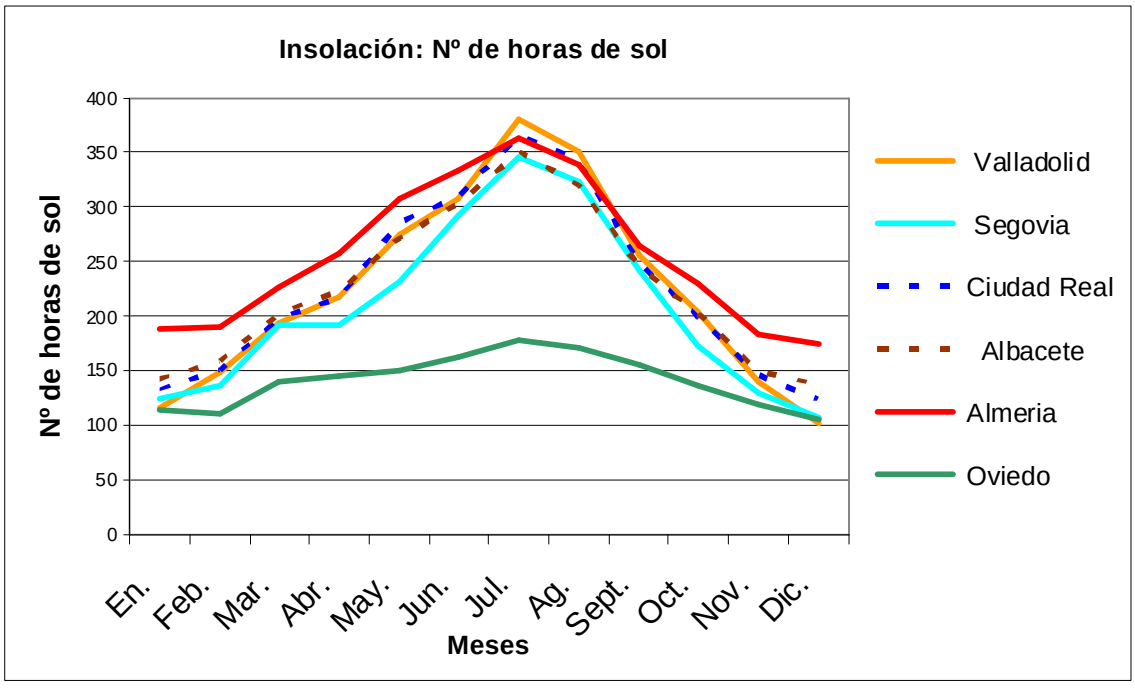


Figura 4.3: Duración de la insolación (Horas). Estación de Valladolid, Segovia, Ciudad Real Albacete, Almería y Bilbao. Período 1961-90. Datos: INM

Segovia presenta el menor número de horas de sol de todas las ciudades mesetarias, en todas las estaciones analizadas, sin duda debido al factor orográfico de cercanía al Sistema Central y el efecto de mayor nubosidad que este sistema montañoso ejerce en sus proximidades.

Si se comparan los datos del Duero y de La Mancha con los de Almería, se aprecia que esta última tiene mayor número de horas de insolación totales, pero en general, en su distribución anual, las estaciones interiores tienen valores de insolación próximos a los de Almería, llegando incluso a superarlos en el caso de las estaciones de Ciudad Real y Valladolid en los meses de julio y agosto.

En conjunto se puede apreciar un elevado índice de insolación en casi todas las estaciones estudiadas y con valores similares menos en el caso de Segovia, que se aleja ligeramente del comportamiento general de las dos mesetas debido a su proximidad al Sistema Central.

4.1.5. La temperatura

Como se puede observar en las tablas 4.4, 4.5, 4.6 y 4.7, la temperatura media anual oscila entre los 11 y 11.9 ºC para las estaciones de la Submeseta norte y los 14.2-13.5 ºC de Ciudad Real y Albacete respectivamente, confirmándose la mayor temperatura media de la Submeseta sur, más cálida que la norte.

En todas las estaciones, las temperaturas medias mínimas se registran en enero, oscilando entre los 3.2 ºC de Valladolid y los 5.7 ºC de Ciudad Real, mientras que las máximas se producen en julio con cuatro grados más de diferencia para la Submeseta sur, con veranos más calurosos que la en la Cuenca del Duero. En ambos casos, se observa una marcada amplitud térmica entre máximas y mínimas.

	Anual	En.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ag.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
T º Media.	11	3.2	4.8	6.7	8.7	12.2	16.5	20.1	19.8	17.4	12.2	6.8	3.7
Tº Máxima Media		12.9	15.4	19.3	21.7	26.3	31.3	34.6	34.3	31.6	25.2	18.3	13.2
Tº Mínima Media		-7.6	-5.9	-5.6	-3.2	-0.6	3.3	6.4	6.0	3.9	0.2	-4.3	-6.7

Tabla 4.4: Temperaturas medias y valores extremos en ºC. Mín. Abs.= -18.8 ºC y Máx. Abs.=38 ºC. Estación de Valladolid “Villanubla”. Período 1961-90. Datos: INM

En general, la variación anual de la temperatura es superior a los 20 ºC y aunque en los Tablas de temperaturas no viene reflejado, la oscilación diurna de la temperatura es considerable, sobre todo en verano, en el que fácilmente se superan los 25 ºC de diferencia. Todo ello indica un alto grado de continentalidad, en la que se alcanzan con

frecuencia temperaturas extremas con mínimas cercanas a los –20 ºC y máximas de 40 ºC, estas últimas principalmente en la Llanura Manchega.

	Anual	En.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ag.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
T º Media.	11.9	4	5.5	7.6	9.1	12.9	17.7	21.6	21.4	17.8	12.4	7.6	5.1
Tº Máxima Media		14.2	16.0	20.2	22.1	26.2	31.1	35.1	34.7	30.7	24.2	19.1	15.2
Tº Mínima Media		-6.1	-4.7	-3.7	-2.0	1.3	4.7	8.2	7.8	5.3	1.1	-2.7	-4.7

Tabla 4.5: Temperaturas medias y valores extremos en ºC. Mín Abs.=-15.2 ºC y Máx. Abs.=38.6 ºC. Estación de Segovia. Período 1961-90. Datos: INM

	Anual	En.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ag.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
T º Media.	14.2	5.7	7.2	9.6	11.9	16	20.8	25	24.5	20.9	14.8	9	5.9
Tº Máxima Media		15.4	18.5	23	25.7	30.3	35.7	39.1	38.5	34.4	28.4	20.5	15.6
Tº Mínima Media		-5.1	-4.3	-2.2	0.4	3.7	7.7	11.8	11.8	8	2.8	-2.5	-4.9

Tabla. 4.6: Temperaturas medias y valores extremos en ºC. Mín. Abs.= -13.8 ºC y Máx. Abs.= 44.2 ºC. Estación de Ciudad Real "Instituto" Período 1961-90. Datos: INM

	Anual	En.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ag.	Sept.	Oct.	Nov.	Dic.
T º Media.	13.5	5	6.3	8.5	10.9	15.2	20	24.1	23.7	20	14.1	8.6	5.3
Tº Máxima Media		15.2	18.4	22.6	24.7	29.5	34.2	38.1	36.5	33	26.9	20.2	15.6
Tº Mínima Media		-6.6	-6.5	-4.8	-1.3	2.3	7.3	11	10.6	6.5	1.3	-3.7	-6.7

Tabla 4.7: Temperaturas medias y valores extremos en ºC. Mín. Abs.=-24 ºC y Máx. Abs.=42.6 ºC. Estación de Albacete "Los Llanos" Período 1961-90. Datos: INM

4.1.6. La precipitación

El análisis de los datos de precipitaciones (tablas 4.8 y 4.9) para diferentes estaciones de la Llanura Manchega y de Tierra de Pinares nos permite extraer las siguientes conclusiones:

En la Llanura Manchega:

- Las medias de las precipitaciones totales anuales en ningún caso superan los 460 mm.
- La precipitación total mínima se registra en Albacete y las máximas en Ciudad Real y Casas de Benítez.

Localidades	Precipitación media anual
Ciudad Real	449.6 mm
Alcázar de San Juan	431.8 mm
Campo de Criptana	415.9 mm
Casas de Benítez	459.7 mm
La Roda	384.5 mm
Albacete	365.6 mm

Tabla 4.8: Precipitaciones medias anuales en poblaciones de la Llanura Manchega. Período 1961-90. Datos: INM

En el sureste de la Cuenca del Duero:

- Las medias de las precipitaciones totales anuales en ningún caso superan los 475 mm.
- La precipitación total mínima se registra en Arévalo y las máximas en el páramo de Valladolid (Villanubla), Coca y Santa María la Real de Nieva.

Localidades	Precipitación media anual
Valladolid (Capital-Observatorio)	445 mm
Valladolid (Villanubla)	471 mm
Coca	470 mm
Medina del Campo	450 mm
Arévalo	345 mm
Santa María la Real de Nieva	470 mm.
Segovia	468.2 mm

Tabla 4.9: Precipitaciones medias anuales en poblaciones del sureste de la Cuenca del Duero. Período 1961-90. Datos: INM

Se puede apreciar como en ambas regiones estudiadas existen localidades cuyo régimen de precipitaciones les confieren un carácter climático casi semiárido, como es el caso de Albacete en la Submeseta sur y Arévalo en la Cuenca del Duero con menos de 400 mm de precipitación media anual.

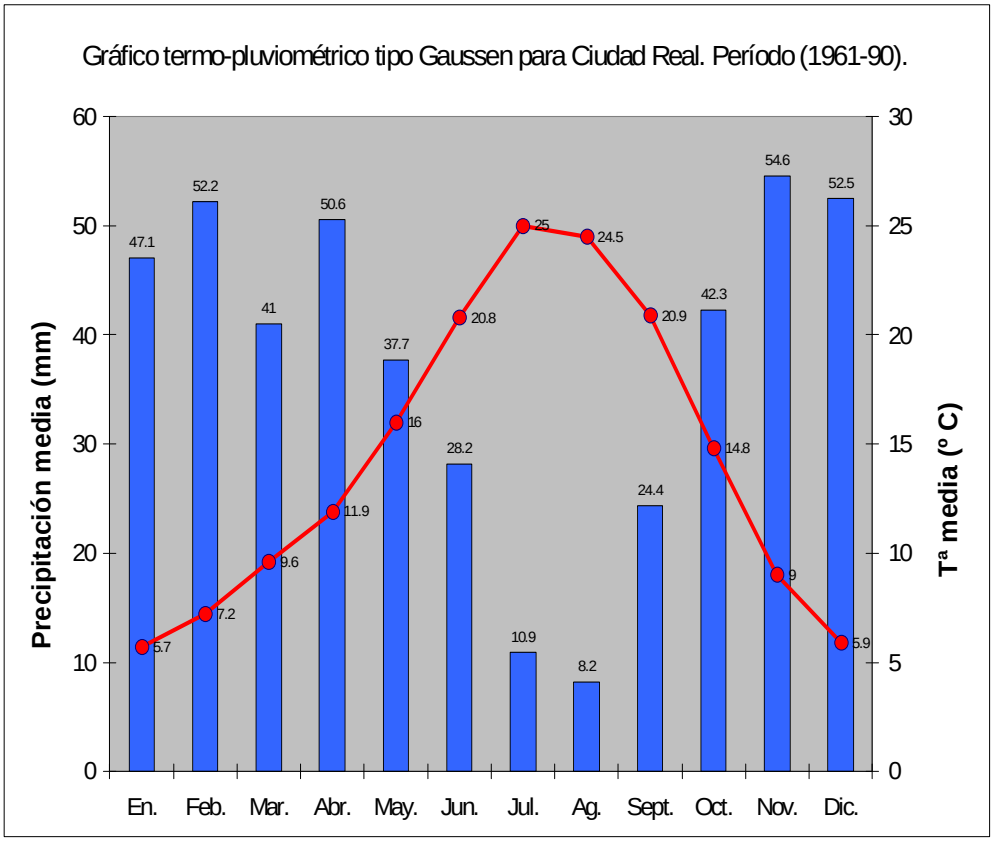


Figura 4.4: Gráfico termo-pluviométricos de Gaussen de Ciudad Real. Datos: INM

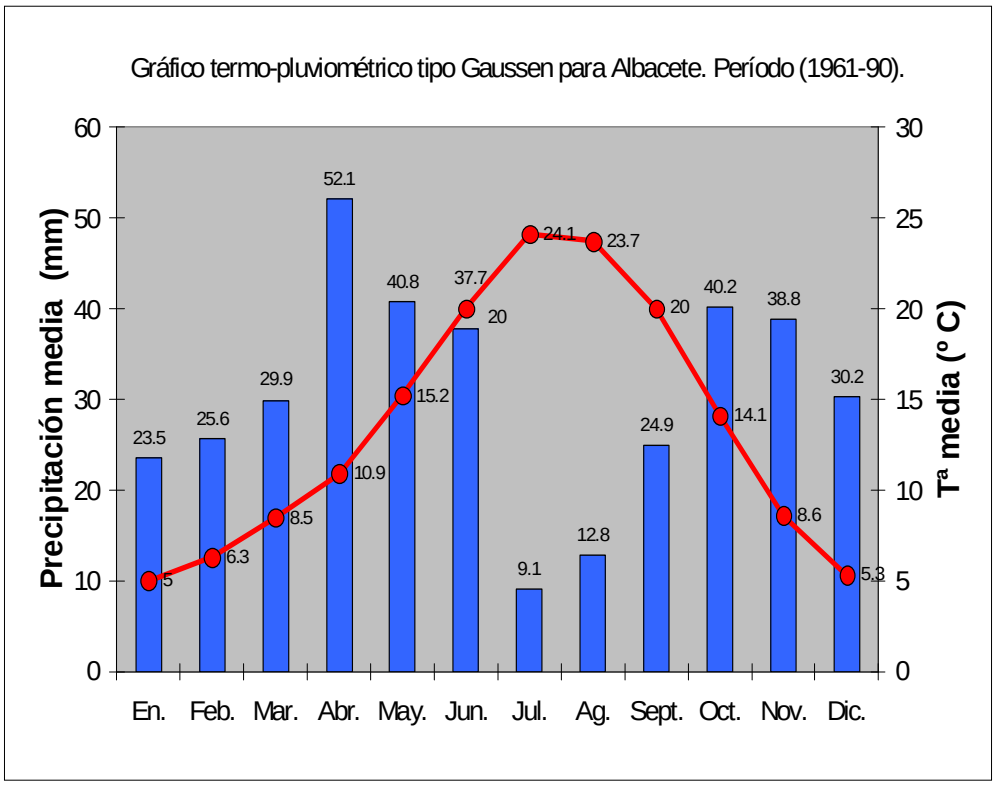


Figura 4.5: Gráfico termo-pluviométricos de Gaussen de Albacete. Datos: INM

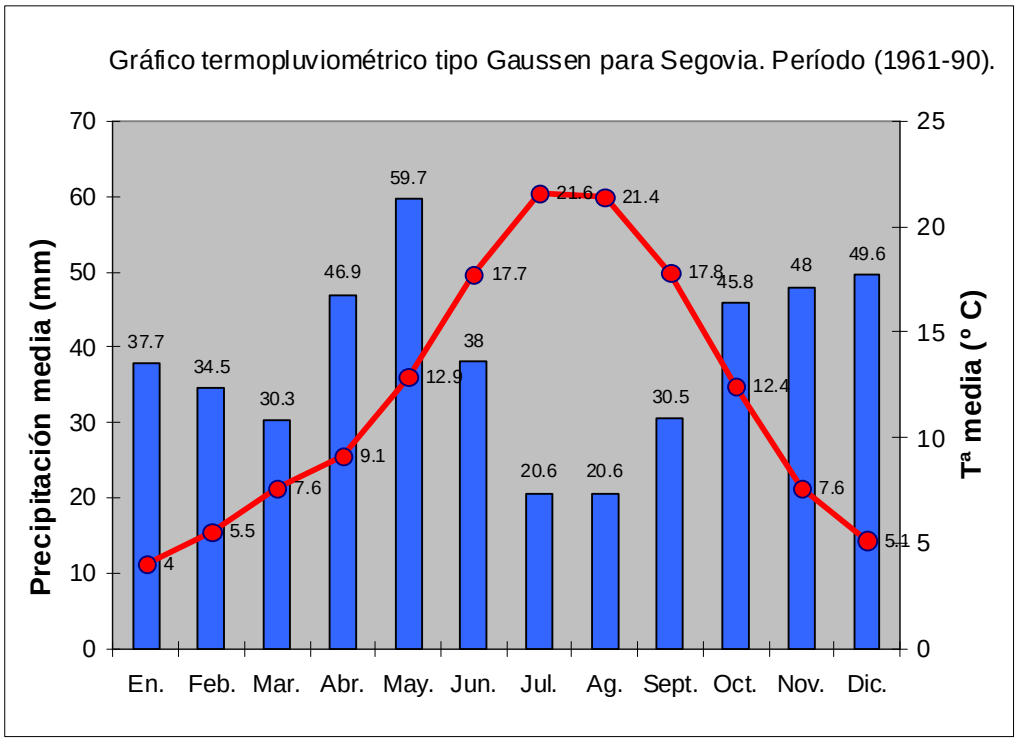


Figura 4.6: Gráfico termo-pluviométrico de Gaussen de Segovia. Datos: INM

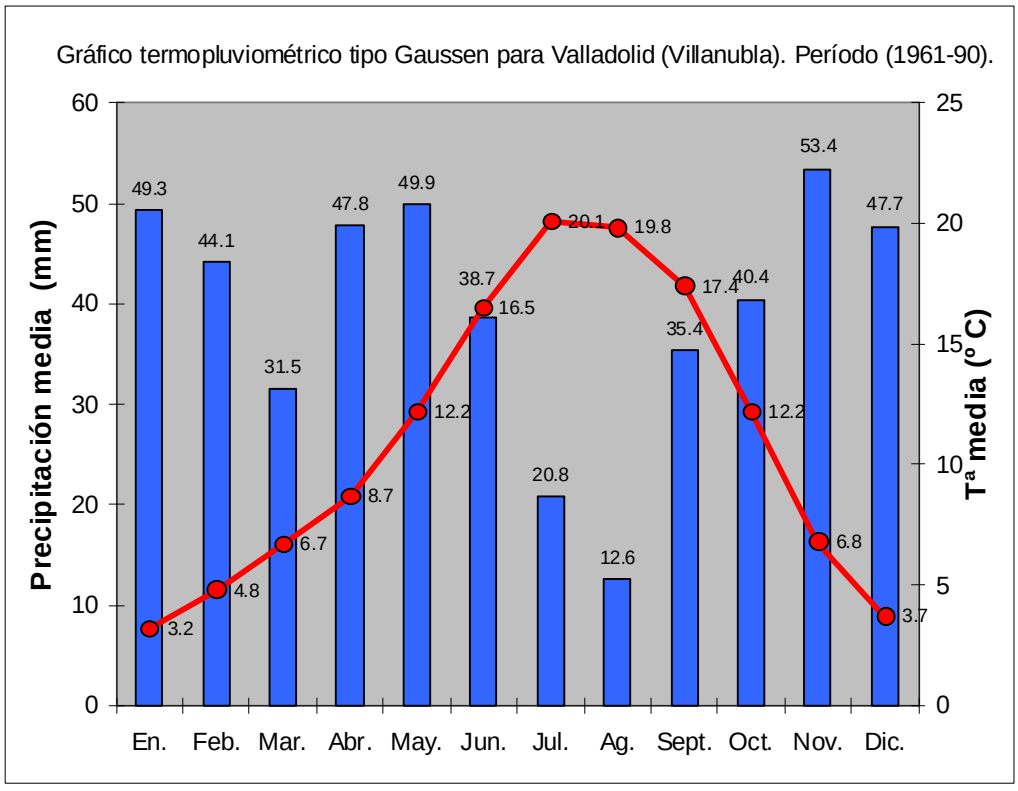


Figura 4.7: Gráfico termo-pluviométrico de Gaussen de Valladolid (Villanubla). Datos: INM

En ambos casos (Figs. 4.4, 4.5, 4.6 y 4.7), la distribución de las precipitaciones indica que estas se producen mayoritariamente en la primavera (abril-mayo) y en el período Otoño-Invierno. En el caso de Valladolid las precipitaciones en el otoño-invierno alcanzan su máximo en noviembre y enero respectivamente, mientras que en el caso de Segovia, el máximo se alcanza durante los meses de noviembre y diciembre. En todo caso las estaciones de la Submeseta norte (Figs. 4.6 y 4.7), al igual que la de Ciudad Real (Fig. 4.4), muestran un comportamiento pluviométrico con clara influencia Atlántica, mientras que por el contrario, en Albacete (Fig. 4.5) se constata una mayor mediterraneidad, tanto por la escasez de las precipitaciones (365 mm.) como por su distribución pluviométrica en la que destacan las precipitaciones de los meses de octubre-noviembre y el fuerte descenso pluviométrico invernal.

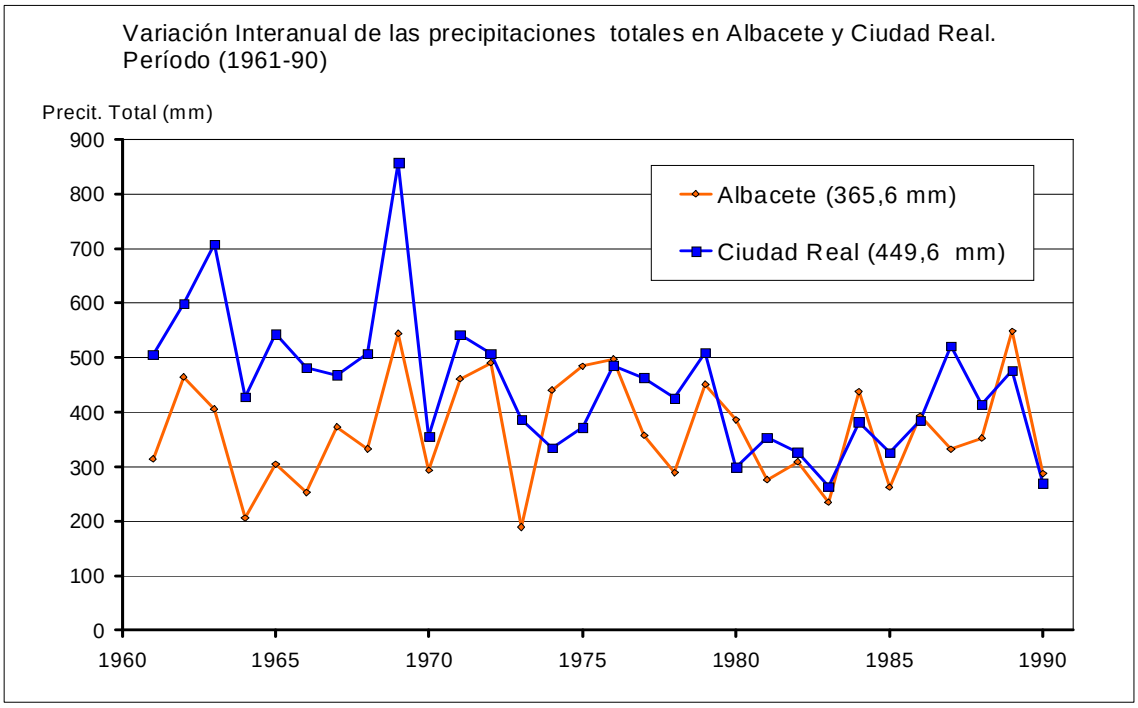


Figura 4.8: Variación interanual de las precipitaciones totales en Albacete y Ciudad Real. Datos: INM.

La variabilidad interanual de las precipitaciones también es muy alta, como se desprende de las figuras 4.8 y 4.9, en ellas, podemos observar la alternancia de períodos secos y húmedos, así como la existencia de años con precipitaciones excepcionalmente altas sobre todo en Ciudad Real (hasta 852 mm en el año 1969) y otros con precipitaciones inferiores a 300 mm, casi siempre en Albacete, lo cual nos da una idea de la extrema aridez del clima durante algunos años de sequía en esta zona de la Submeseta sur (aquellos en los que las precipitaciones son inferiores a la media). En el caso de las estaciones de la Cuenca del Duero (Fig. 4.9), las precipitaciones siempre son

mayores del umbral de los 300 mm, aunque se acercan a éste valor en algunas ocasiones (1964, 1971, 1973, 1983, 1985 y 1990), no siendo siempre coincidentes los valores mínimos en ambas estaciones. También, en las estaciones de la Submeseta norte se aprecia una mayor correlación entre las curvas interanuales que entre las de la Submeseta sur, lo cual, nos estaría indicando una mayor similitud en el régimen de precipitaciones.

Finalmente, en todas las estaciones analizadas se aprecia una ligera tendencia a la disminución de las precipitaciones durante el período de tiempo analizado.

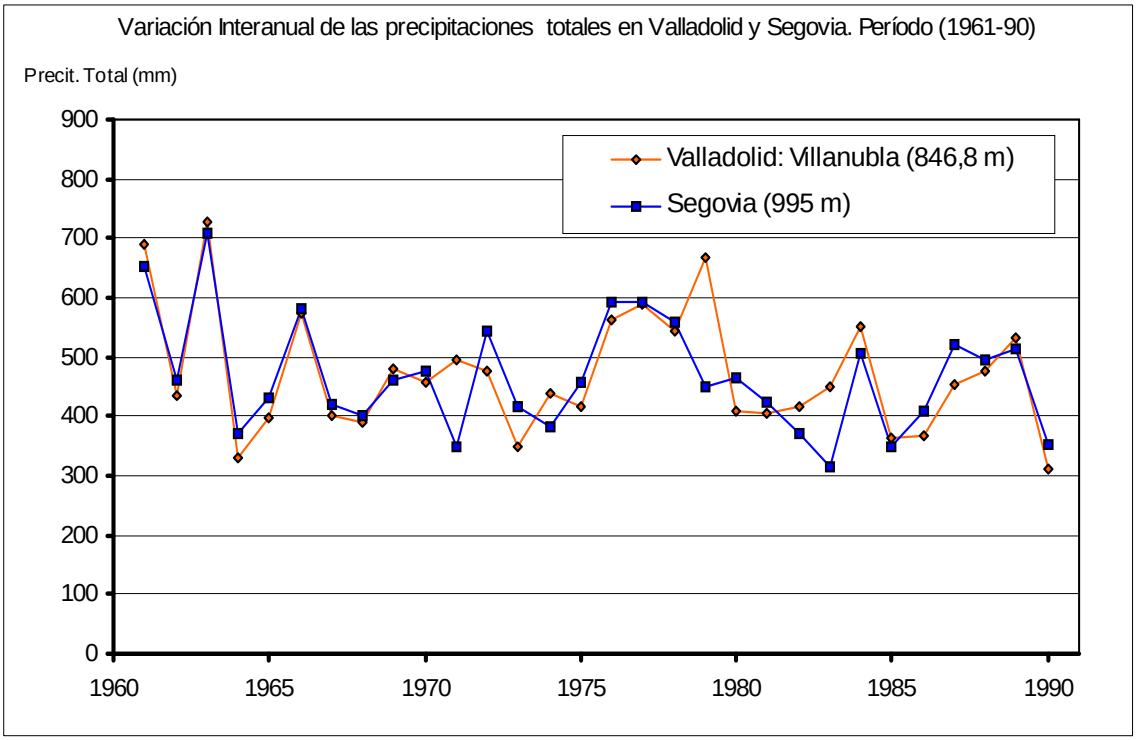


Figura 4.9: Variación interanual de las precipitaciones totales en Segovia y Valladolid. Datos: INM.

4.1.7. Humedad, evaporación y evapotranspiración

La humedad relativa se define como la relación entre la cantidad de vapor de agua contenido realmente en un volumen cualquiera de aire y el que podría contener el mismo volumen si estuviera saturado y se expresa en tanto por ciento. La determinación de la humedad relativa es ciertamente compleja ya que sus valores dependen para una misma humedad absoluta de la temperatura. Los mapas de distribución de la humedad relativa en la Península (Font Tullot, 1983) para enero y julio a las 7 y 13 horas nos permiten deducir lo siguiente:

- En verano los valores medios de humedad disminuyen considerablemente desde el litoral hacia el interior, situándose por debajo del 65 % en la Llanura Manchega.
- En invierno la distribución es más irregular, aunque en general aumenta hacia el interior sobre todo en ambas mesetas como consecuencia de las bajas temperaturas, en el caso de la Llanura Manchega y la Cuenca del Duero, su humedad relativa se encuentra entre el 70 y 80 %.

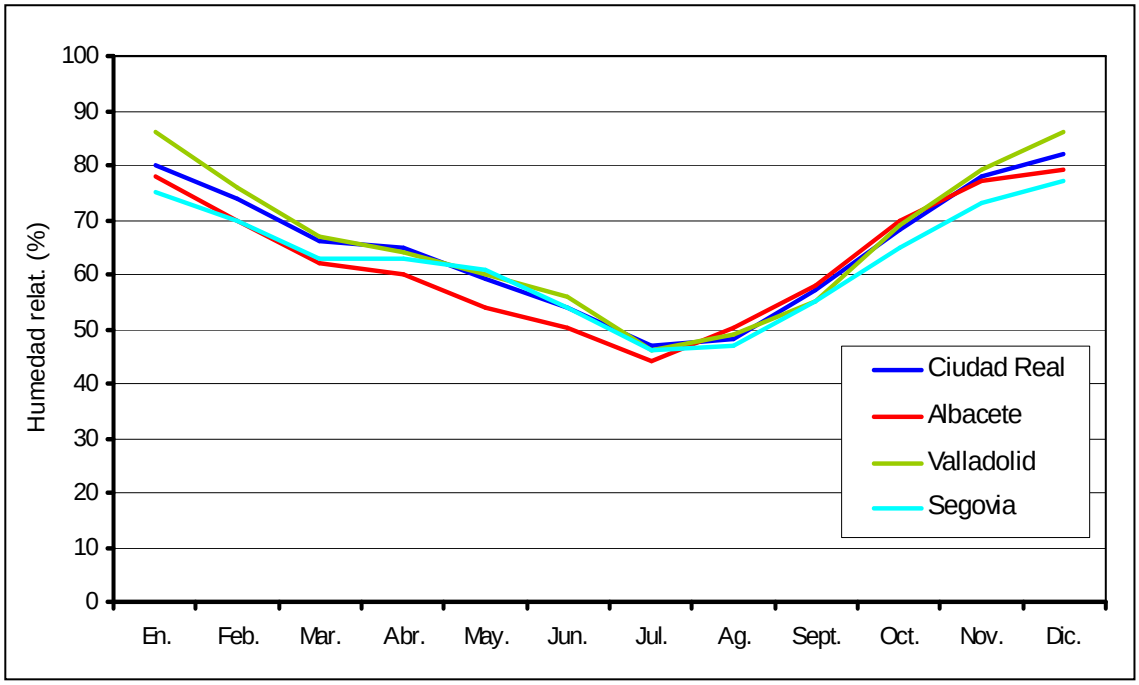


Figura 4.10: Variación anual de los valores medios de humedad relativa para Albacete, Ciudad Real, Segovia y Valladolid (Villanubla) durante el Período 1961-90. Datos: INM

Como se puede observar en el gráfico de la variación anual de la humedad relativa para las cuatro estaciones estudiadas (Fig. 4.10), el comportamiento que sigue la humedad relativa a lo largo del año es claramente inverso al de la temperatura. La variación anual de la humedad, muestra curvas parecidas para todas las localidades, apreciándose unos menores valores de humedad relativa en Albacete desde febrero a julio. Por el contrario, de agosto a octubre, la humedad relativa en Albacete es ligeramente más alta, debido quizás al aumento de la influencia mediterránea durante esta parte del año. En general, la mayor humedad relativa media se registra durante los meses de diciembre y enero situándose alrededor del 80 %, con un máximo en diciembre. Las humedades relativas medias más bajas se alcanzan durante los meses de verano (junio, julio y agosto), con valores alrededor del 50% y un mínimo anual en julio para las cuatro estaciones analizadas.

Debido a la sequedad del aire, la escarcha en La Mancha y en la Submeseta norte es poco frecuente (25 días al año) y el rocío lo es prácticamente inexistente en verano excepto en las depresiones fluviales, presentándose en ellas habitualmente en primavera y otoño (Font Tullot, 1983).

La **evapotranspiración** es el resultado del proceso por el cual, el agua cambia de estado líquido a gaseoso y directamente o a través de las plantas, vuelve a la atmósfera en forma de vapor. Este concepto de evapotranspiración incluye por lo tanto la evaporación del suelo y la transpiración por parte de las plantas, de manera que sólo si estas no existieran podría hablarse únicamente de evaporación. En condiciones normales no es posible la ocurrencia exclusiva de la transpiración o de la evaporación por lo que ambos procesos se indican normalmente con un único valor debido a que su caracterización de forma independiente resulta muy complicada y difícil. Desde el punto de vista práctico, dado que la evapotranspiración depende, entre otros, de dos factores muy variables y difíciles de medir como son, el contenido en humedad del suelo y el desarrollo vegetal de la planta, para optimizarlos, se introduce el concepto de evapotranspiración potencial (Thornthwaite, 1948). Esta, se define como el agua devuelta a la atmósfera en estado de vapor por un suelo con un desarrollo vegetal óptimo y una capacidad de campo permanentemente completa, es decir sin que exista limitación en el suministro de agua. Para su evaluación se usan distintas fórmulas empíricas en las que intervienen las variables que condicionan los fenómenos de evapotranspiración: precipitación, temperatura, radiación solar, velocidad del viento, naturaleza y estado de la superficie de evaporación.

La **evaporación** y en consecuencia la evapotranspiración se ve favorecida por los vientos fuertes y secos, la ausencia de nubosidad (aumenta la insolación), la temperatura elevada y el aire muy seco, condiciones a menudo presentes en la Cuenca del Duero y la Llanura Manchega.

Para calcular la **evapotranspiración potencial** se ha usado el método de Thornthwaite (1948), con los datos de precipitaciones y temperaturas de los apartados 4.1.5 y 4.1.6, por ser el más adecuado para zonas templadas aunque subestima la ETP en las regiones áridas y semiáridas frente a los métodos de Turc (1961) y Penman (1948) que por el contrario exagerarían los resultados. Con el método de Thornthwaite se pretende dar una noción de los órdenes de magnitud con que tiene lugar el fenómeno de la evapotranspiración en las zonas comparadas en el estudio. En la tabla 4.10 y la figura 4.11 se presentan los resultados obtenidos mediante este método para las estaciones de La Mancha y de la Cuenca del Duero.

La evapotranspiración potencial anual para Ciudad Real es de 770 mm y para Albacete es de 737 mm, este valor más bajo se debe probablemente a las menores temperaturas medias de Albacete, sobre todo las veraniegas. Por otro lado, las estaciones de la Cuenca del Duero analizadas muestran una menor evapotranspiración potencial, producto de su mayor latitud y menores temperaturas medias, siendo esta diferencia del orden de 85 mm menos respecto la Llanura Manchega.

Estaciones	Anual	En.	Feb.	Mar.	Abr.	May.	Jun.	Jul.	Ag.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
Segovia	680	10	15	28	38	67	100	131	121	84	49	23	13
Valladolid	664	9	15	27	40	67	97	125	114	86	52	22	10
Albacete	737	10	14	27	41	74	110	147	134	93	53	23	11
Ciudad Real	769	11	16	30	44	77	115	154	140	97	54	22	11

Tabla 4.10: Evapotranspiración potencial (Thornthwaite, 1948) para las estaciones analizadas. Datos: INM y elaboración propia.

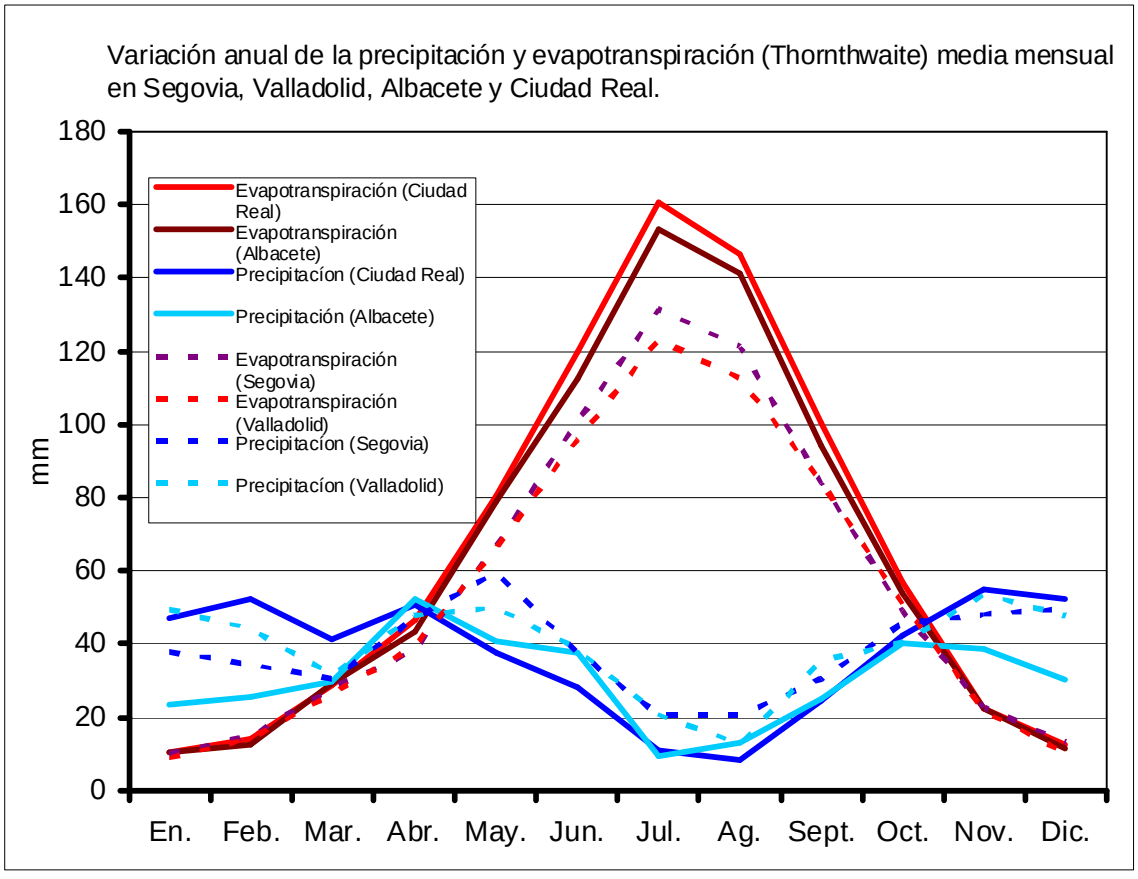


Figura 4.11: Gráfico del balance hídrico para Ciudad Real, Albacete, Segovia y Valladolid. Medias mensuales. Período 1961-90. Datos: INM y elaboración propia.

Como podemos observar en el gráfico de balance hídrico (Fig. 4.11), una buena parte del año está caracterizado por el déficit hídrico, es decir, el agua liberada a la atmósfera por evapotranspiración no es repuesta por las precipitaciones que se producen en la zona. Este déficit comienza a finales abril, y va aumentando progresivamente hasta alcanzar el máximo en los meses de julio y agosto, disminuyendo posteriormente de forma progresiva hasta el mes de octubre, cuando la precipitación aumenta y supera la pérdida por evapotranspiración. Según el método de Thornthwaite, el déficit medio anual de precipitación oscilaría alrededor de los 400 mm en el caso de la Cuenca del Duero, mientras que en el caso de La Mancha se incrementaría hasta los 500 mm. En ambos casos, los meses de superávit se limitarían a 6, lo cual contrasta con los 8 meses de superávit que proporcionan los gráficos termo-pluviométricos de Gaussen. El déficit hídrico se produciría de mayo a octubre, aunque se concentraría especialmente en los meses estivales, mientras que el excedente hídrico que se transforma en escorrentía superficial e infiltración, se produciría principalmente de enero a abril.

Todo esto indica que los suelos arenosos formados sobre materiales terciarios de naturaleza arcósica, así como los cuaternarios de origen aluvial o eólico, sufren un fuerte déficit hídrico desde finales de abril a octubre.

4.1.8. Régimen de vientos e implicaciones sobre los procesos eólicos

Según Font Tullot (1983), en la península hay tres zonas interiores que pueden ser consideradas como ventosas por el recorrido medio del viento que presentan, destacando entre ellas parte de la Cuenca del Duero y la Llanura Manchega.

Este estudio, básico a priori para el presente trabajo, choca con la ausencia de registros fiables de vientos en las zonas de estudio. Por lo que se han elaborado y usado los datos procedentes de las estaciones del Duero y de la Llanura Manchega con mayor volumen y calidad de datos (INM, 1988; INM, 2002), como son: Valladolid (Villanubla), Segovia, Albacete y Ciudad Real con valores fiables pero cuyas extrapolaciones a las zonas con depósitos eólicos deben realizarse con cautela y lógicamente sin perder la noción de que se trata de datos “actuales”.

Las características más destacadas a conocer del viento serían las velocidades y sus direcciones dominantes, que adquirieren gran importancia a la hora de estudiar los procesos eólicos. En el presente trabajo se han analizado los vientos actuales con velocidades superiores a 4 m/s (14.4 km/h), velocidad umbral que según las ecuaciones

de Bagnold (1960) es capaza de movilizar partículas de arena de cuarzo con diámetros inferiores 125µm (0.125 mm). A continuación, se exponen los valores más significativos y respectivas rosas de vientos para Valladolid (Villanubla), Segovia, Ciudad Real y Albacete.

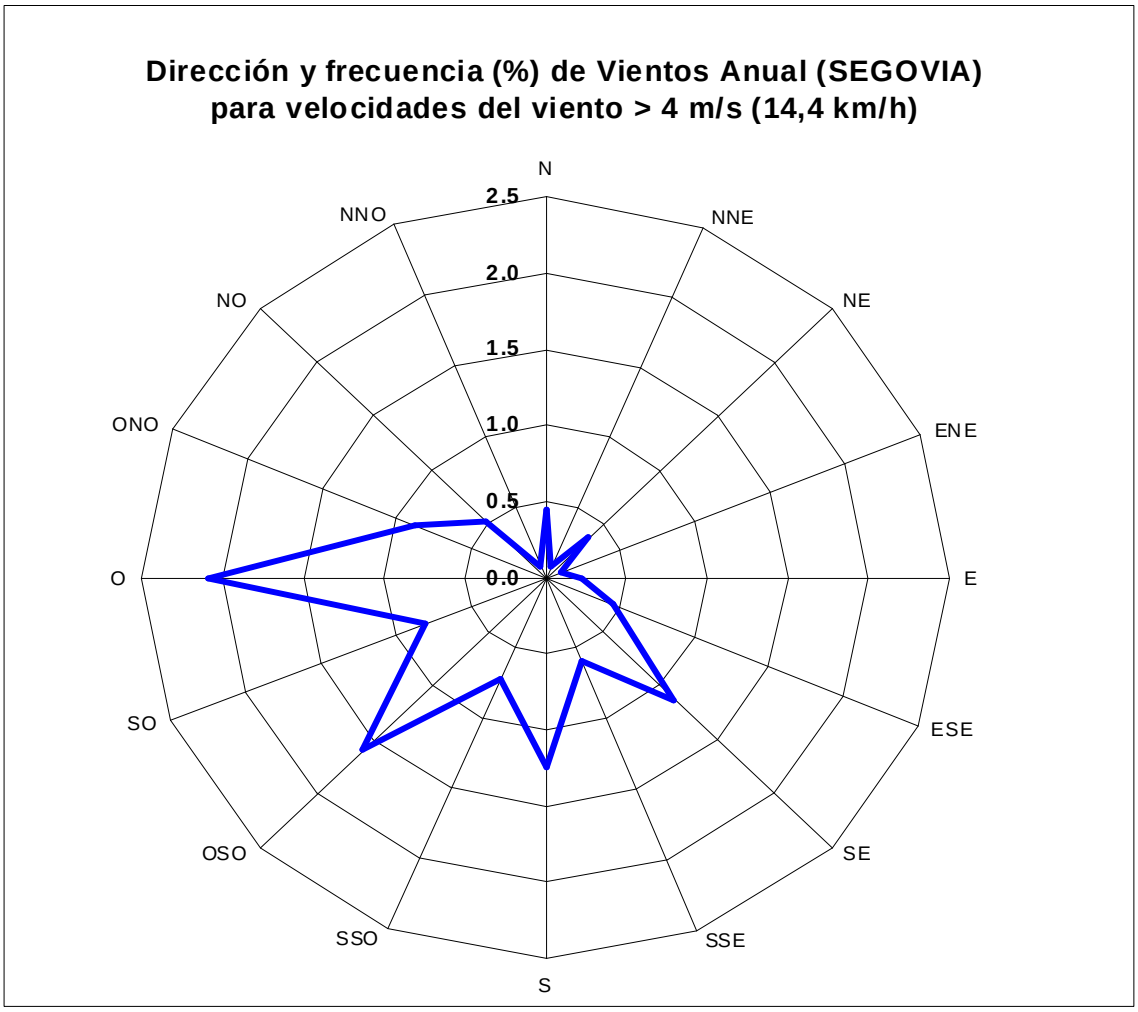


Figura 4.12: Frecuencia de Vientos Anual para velocidades > 14.4 km/h. Segovia. Datos: INM

Para la estación de Segovia (Fig. 4.12), se aprecia un claro predominio de los vientos del cuadrante occidental, principalmente los del oeste y suroeste. Sin embrago la frecuencia de estos vientos no es demasiada alta, con un 11.3 % sobre la totalidad de los vientos analizados, aunque su concentración en la estación primaveral con elevadas tasas de insolación y evapotranspiración supondría una mayor incidencia de los procesos eólicos (Bernat Rebollal y Pérez-González, 2005). Los vientos de componente sur-sureste también están presentes aunque son de menor relevancia y se deberían a una

componente muy local como son las brisas derivadas de la proximidad al sur del relieve montañoso del Sistema Central.

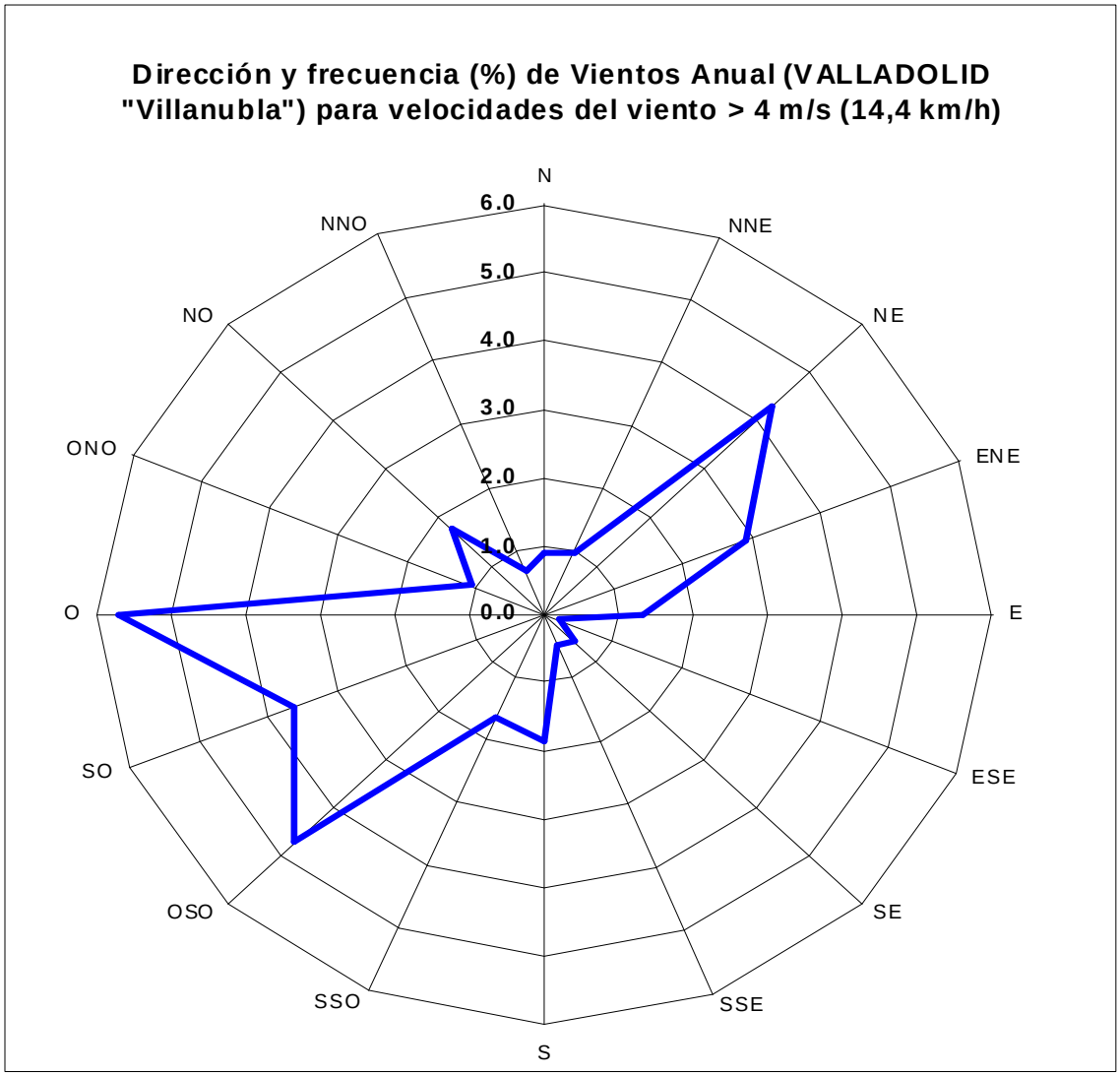


Figura 4.13: Frecuencia de Vientos Anual para velocidades >14.4 km/h. Valladolid (Villanubla). Datos: INM

En la estación de Valladolid (Fig. 4.13), se aprecia un claro predominio de los vientos del cuadrante occidental (oeste y suroeste) pero con una componente significativa del noreste que podría sugerir variaciones locales en los sentidos de transporte de arena por los vientos actuales. Sin embargo, la mayor frecuencia de estos vientos del noreste se produce en los meses invernales debido a la entrada de masas de aire frío continental procedente del Europa y Siberia (Fon Tullot, 1984), mientras que en estos meses, la mayor humedad del suelo mantiene un grado de cohesión elevado de las arenas, limitándose por tanto su movilidad. Además, la frecuencia los vientos con

velocidades superiores a los 14 km/h es alta, con un 32.7 % sobre el total, lo cual incrementa la probabilidad de producir procesos eólicos sobre arenales desprotegidos.

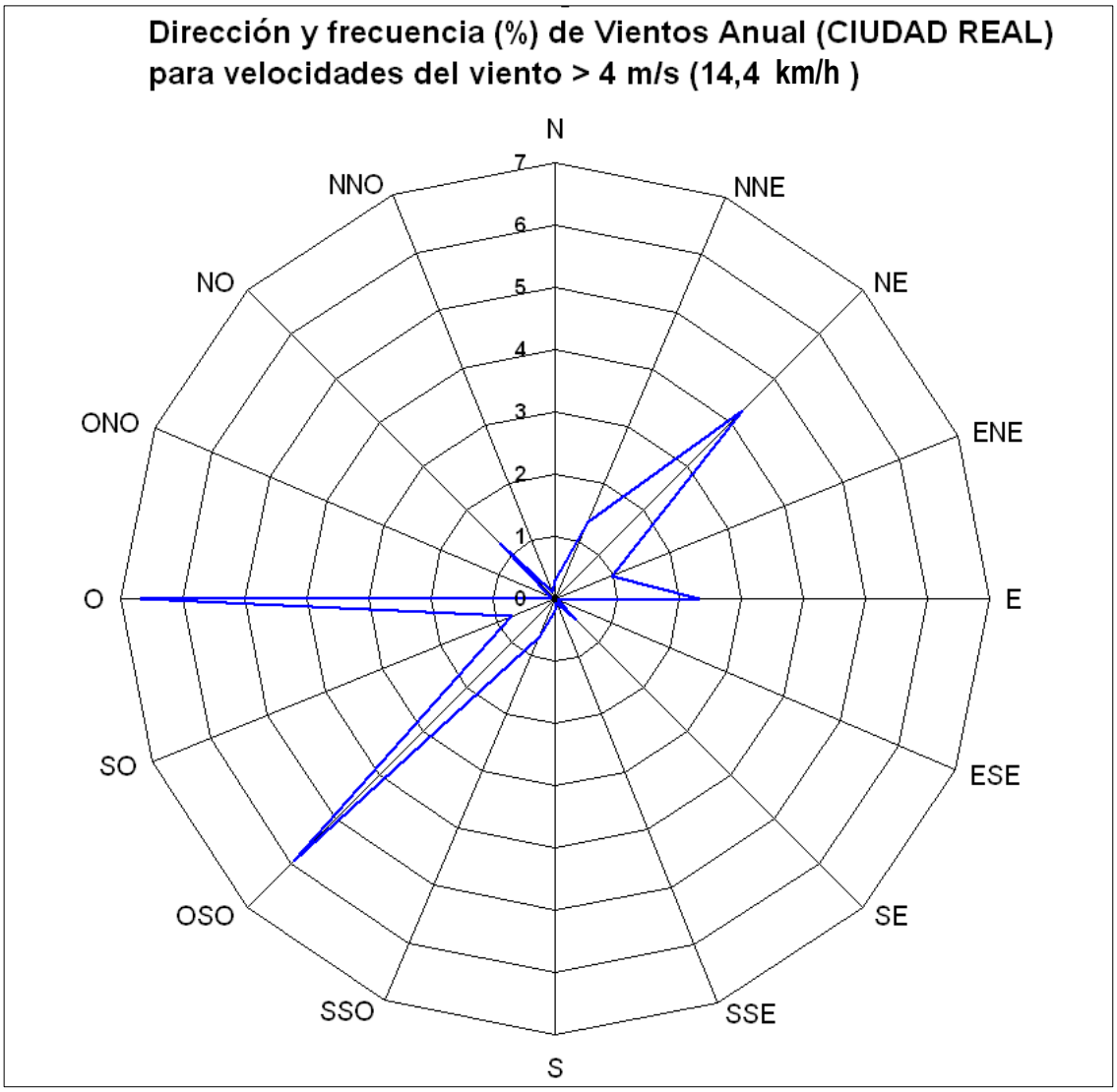


Figura 4.14: Frecuencia de Vientos Anual para velocidades >14.4 km/h. Ciudad Real. Datos: INM

En la estación castellano-manchega de Ciudad Real (Fig. 4.14), se aprecia un claro predominio de los vientos del oeste y suroeste, aunque al igual que en el caso de Valladolid existe una componente significativa del noreste, también asociada a entradas invernales de aire frío continental. En este caso, la frecuencia de velocidades elevadas es baja, de un 8.4 % sobre el total, si bien hay que tener en cuenta la distancia de la estación respecto la zona de la Llanura Manchega con presencia de depósitos eólicos, por lo que estos valores podrían sufrir ciertas variaciones. La velocidad media del viento

de unos 12.7 km/h (INM, 1988) parece confirmar la menor intensidad de este que probablemente aumenta hacia el noreste (Llanura Manchega y Campo de Montiel) como parece ratificar la presencia de los molinos de viento tradicionales en el Campo de Criptana y Alcázar de San Juan.

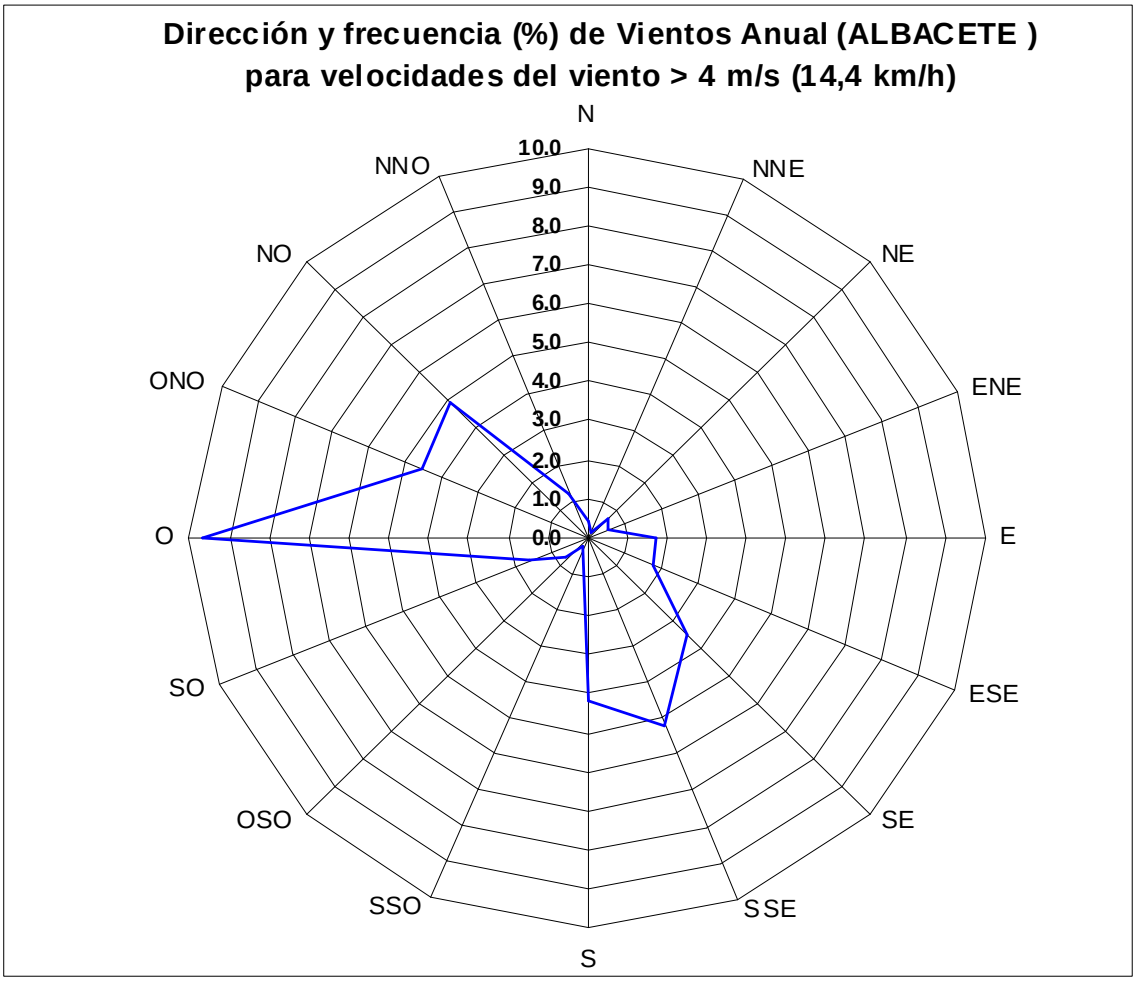


Figura 4.15: Frecuencia de Vientos Anual para velocidades >14.4 km/h. Albacete. Datos: INM

En la estación castellano-manchega de Albacete (Fig. 4.15), se aprecia un claro predominio de los vientos del oeste y noroeste. Asimismo, los vientos de componente S-SE tienen una importancia significativa que no se aprecia en el resto de estaciones analizadas. Estos vientos del sureste, de origen mediterráneo-africano, están presentes durante todo el año, pero sólo son predominantes durante el período veraniego entre junio y octubre (Bernat Rebolla, 2002). En este caso, la frecuencia de velocidades elevadas es muy alta con un 41.2 % sobre el total, lo cual favorecería el transporte de arena y los procesos eólicos actuales sobre las zonas orientales de la Llanura Manchega.

La elevada intensidad de los vientos en la zona oriental de la Llanura Manchega, también está corroborado por la presencia de parques eólicos en los municipios de la Roda y Villarobledo (AGECAM, 2008), este último municipio con depósitos eólicos muy próximos. También, la velocidad media del viento registrado en la estación de Albacete con 24 km/h (INM, 1988), proporciona indicios sobre la elevada intensidad que puede alcanzar el viento en la zona oriental de la Llanura Manchega.

4.1.9. Variación diurna-nocturna de la velocidad del viento

En Tierra de Pinares y la Llanura Manchega, al igual que en otras áreas de la meseta, la velocidad del viento, además de seguir una determinada pauta estacional o mensual ligada a la circulación general de la atmósfera, también tiene una clara variación diurna (tablas 4.11, 4.12 y 4.13).

Vientos Dominantes y velocidades medias diurnas y nocturnas en Ciudad Real								
	Primavera		Verano		Otoño		Invierno	
	Día	Noche	Día	Noche	Día	Noche	Día	Noche
Dirección	O	E	O	E	O	E	O-SO	O
Velocidad (km/h)	16	8.4	17.3	5.9	11.2	5.7	12.0	8.8

Tabla 4.11: Vientos dominantes y velocidades medias diurnas y nocturnas según la estación del año. Datos originales del Mapa eólico nacional (INM, 1988) y elaboración propia.

Vientos Dominantes y velocidades medias diurnas y nocturnas en Albacete								
	Primavera		Verano		Otoño		Invierno	
	Día	Noche	Día	Noche	Día	Noche	Día	Noche
Dirección	NO	E	S	S-SE	NO	S	NO	O
Velocidad (km/h)	25.5	15.1	26	17.1	19.8	13.5	21.7	15.4

Tabla 4.12: Vientos dominantes y velocidades medias diurnas y nocturnas según la estación del año. Datos originales del Mapa eólico nacional (INM, 1988) y elaboración propia.

Vientos Dominantes y velocidades medias diurnas y nocturnas en Valladolid capital								
	Primavera		Verano		Otoño		Invierno	
	Día	Noche	Día	Noche	Día	Noche	Día	Noche
Dirección	SO	N	SO	N	SO	N	SO	SO
Velocidad (km/h)	15.6	11.3	13.2	10.6	13.7	10.5	15.4	12.9

Tabla. 4.13: Vientos dominantes y velocidades medias diurnas y nocturnas según la estación del año. Datos originales de Grado Sanz (1988) y elaboración propia.

Normalmente, la velocidad del viento es mucho más débil por la noche que por el día. Como regla general, el viento se intensifica después de la salida del sol, alcanza un máximo después del mediodía para empezar a decrecer al final de la tarde con frecuentes fluctuaciones en la puesta de sol. Este fenómeno, se debe a que, después de la salida del sol empieza un calentamiento hasta que la convección y las turbulencias producen el intercambio del aire superficial con el superior que se mueve rápidamente, y de esta manera, la calma nocturna es reemplazada por una brisa que se intensifica mientras perdura el calentamiento y que comienza a disminuir con el enfriamiento del atardecer.

4.2. HIDROLOGÍA

4.2.1. Hidrología del sureste de la Cuenca del Duero (Tierra de Pinares)

4.2.1.1 Hidrología superficial

La red fluvial de Tierra de Pinares, pertenecen en su totalidad a la Cuenca del Duero, configurando la jerarquía principal de la red de drenaje los ríos Adaja, Eresma-Voltoya, Cega y Duratón (Fig. 8.3). En su conjunto forman una cuenca de 2.538 km^2, siendo el río Cega, con 133 km de longitud y una aportación anual de 555 Hm^3 al río Duero el principal colector de la zona de estudio. Este río tiene un recorrido de sureste a noroeste, estando limitado al norte por las cuestas y páramos miocenos, abriéndose paso entre ellos en las cercanías de Iscar, para fluir posteriormente en dirección noroeste hacia el Duero (Fig. 8.3).

La baja pendiente de la zona, hace que los principales sistemas fluviales sean de tipo meandriforme, encontrándose la red fluvial ligeramente encajada en las superficies Plio-cuaternarias, formando en tramos del río Adaja, Eresma, Voltoya y Cega pequeños cañones de unos 30-40 m de profundidad.

4.2.1.2. Hidrología subterránea

Toda la zona se encuentra sobre el denominado sistema acuífero Nº 8 (IGME, 1980), que junto con el sistema Nº 12 constituye la mayor unidad hidrogeológica de la península, identificándose prácticamente con todo el terciario detrítico de la cuenca. Dentro de este conjunto, se distinguen dos tipos de acuíferos, los acuíferos superficiales

libres y los acuíferos profundos confinados o semiconfinados. Como la dinámica del sistema eólico únicamente puede verse afectada por la interacción con las láminas de agua más superficiales, hay que estudiar el comportamiento de las dos principales unidades hidrogeológicas en la zona de estudio, que son los páramos calcáreos y los arenales del sur del Duero (IGME, 1980, 1982, 2001), objeto principal del presente trabajo.

4.2.1.2.1. El páramo calcáreo de Cuéllar-La Parrilla-Olombrada

El páramo de *Cuéllar-La Parrilla-Olombrada*, formado por calizas del mioceno superior (Pontiense) constituye un acuífero libre colgado de naturaleza kársticas con unos 555 km^2 de extensión. Las calizas que lo forman se configuran en bancos horizontales con pequeñas intercalaciones margosas de un espesor total de unos 50 m, siendo el espesor saturado de 35 m. El acuífero está apoyado sobre un paquete de margas impermeables de más de 200 m de espesor que le aíslan de los detríticos subyacentes (facies blancas). La transmisividad del acuífero es alta (200 a 1000 m^2/día) obteniéndose caudales de 10 a 30 l/s por pozo.

Debido a la posición topográfica del acuífero que está coronando el páramo, toda la recarga procede por infiltración de agua de lluvia, produciéndose la descarga por un rosario de manantiales perimetrales situados en los puntos de menor cota del contacto calizas-margas, aparte de las descargas artificiales por bombeo. Lo más probable es que el resto de páramos de la zona centro-meridional de la Cuenca del Duero que tiene similares características litológicas y estructurales que el páramo de Cuéllar, tengan un comportamiento hidrogeológico similar.

4.2.1.2.2. Los arenales

Los depósitos de arenas cuaternarias tanto fluviales como eólicas recubren parcialmente a las formaciones arcillo-arenosas del mioceno, así como a las formaciones cálcareas del páramo de Cuéllar-La Parrilla-Olombrada, de manera que estos arenales junto con los lentejones arenosos del Mioceno próximo a la superficie constituyen un sistema de acuíferos libres de gran extensión (6000 km^2) y pequeño espesor con un importante papel en el funcionamiento hidrogeológico de la Cuenca (IGME, 1980). Los espesores de las capas son pequeños, en general inferiores a 5 m y rara vez superiores a los 15 m, aunque estudios geofísicos recientes (Ramirez García *et al.*, 2000) han revelado espesores de más de 30 m en arenas cuaternarias que rellenan y fosilizan paleovalles.

La transmisividad de estas arenas son de medias a bajas, estando comprendidas entre 10 y 100 m^2/día. Por otro lado, el caudal de los pozos es muy variable y en general pequeño oscilando entre menos de 1 l/s y los 20 l/s, agotándose frecuentemente los pozos tras 6-8 horas de bombeo.

La recarga del acuífero proviene de la infiltración del agua de lluvia, recogiendo un 20 % de la precipitación media anual mientras que la descarga se efectúa a través de bombeos y por percolación hacia los acuíferos profundos, existiendo el drenaje de los ríos (Adaja, Arevalillo, Eresma, Voltoya, Pirón, Cega), pero siendo a efectos prácticos despreciable, como ocurre con las pérdidas por evaporación en las zonas lacustres donde las que aflora el nivel freático, como ocurre en los campos de dunas de Mudrián, Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y Cantalejo. De manera que, una vez recibida el agua de lluvia, la almacenan temporalmente, cediéndola gradualmente por infiltración vertical a los acuíferos profundos subyacentes, constituyendo por tanto un elemento regulador de la recarga de dichos acuíferos miocenos.

En el caso de los arenales aluviales próximos a los cauces fluviales, en el caso de los afluentes del Duero como son los ríos Adaja, Eresma, Voltoya, Pirón, Cega y Duratón, este aluvial tiene muy poco espesor (menor de 10 m) y por tanto tiene un escaso interés hidrogeológico.

4.2.2. Hidrología de La Llanura Manchega

4.2.2.1. Hidrología superficial

El área de estudio se encuentra casi en su totalidad en la Cuenca alta del río Guadiana, excepto en su extremo oriental donde la cuenca del Júcar tiene una presencia mínima a través del valle encajado del río Júcar y sus afluentes de escaso desarrollo.

Los principales ríos de la Cuenca del Guadiana en el área de la Llanura Manchega por su margen derecho son el Cigüela y el Záncara que drenan cuencas predominantemente margosas y arcillosas. Los de la margen izquierda son el Alto Guadiana, Azuer y Corcolés, los cuales drenan cuencas permeables calizo-margosas.

La característica más sobresaliente de la cuenca del Guadiana en el tramo que comprende la Llanura Manchega es su baja densidad en la red de drenaje debido a su topografía plana y escasa pendiente (Pérez-González, 1982b), La altitud de la cuenca

en esta zona varía desde los 630 m de altitud en la confluencia del río Cigüela y Záncara hasta los 740 m en el límite con la cuenca del Júcar, siendo las pendientes en los cauces de los ríos del orden de 1 m/km. Como consecuencia de la baja pendiente, aparecen amplias extensiones con múltiples canales escasamente jerarquizados y otras de cauces poco definidos o sin red de drenaje, así como endorreísmo y semiendorreísmo en numerosas cuencas cerradas de origen kárstico o tectónico (Rodríguez García, 1998).

El Záncara y el Cigüela así como sus afluentes, discurren sobre materiales arcillosos impermeables, por lo que responden rápidamente a los episodios lluviosos y su caudal tiene una gran variabilidad estacional y anual. Sus caudales de base son inapreciables presentando acusados estiajes e incluso pudiendo permanecer secos a lo largo de un año entero.

El régimen natural de los ríos de la Llanura Manchega tiene una enorme relación con el acuífero 23, drenándolo en algunos tramos y alimentándolo en otros. Esta situación puede cambiar de acuerdo con los períodos anuales secos o húmedos, o incluso dentro de un mismo año en función de la estación.

El río Cigüela tiene un caudal medio de 2000-3000 l/s en Quintanar de la Orden y de 3200 l/s en Villarrubia de los Ojos, pareciendo tener un comportamiento variable en relación con el acuífero 23, aunque en general sería perdedor (Esnaola, 1991). En el Záncara, sus caudales medios son de 600-1700 l/s en El Provencio y de 1800 l/s en La Alameda de Cervera (Esnaola, 1991), pero en la actualidad y desde la sequía de los 90 su caudal se ha anulado por completo.

En la tabla 4.14 se puede observar el fuerte descenso que han sufrido las aportaciones en los ríos Záncara y Cigüela durante la década de los 80.

		Aportación media anual (m^3/año)	
Nº y Nombre de estación de Aforos	**Área de la cuenca en km^2**	**Serie Histórica de 40 años.**	**Serie años 80-87**
202 – Cigüela en Villafranca.	3367	66.7	5.8
203 – Cigüela en Buenavista.	9930	94.5	3.0
204/224 - Záncara en El Provencio.	2020	41.8	6.3
205 – Záncara en Cervera.	5506	69.2	0.7

Tabla 4.14: Descenso de las aportaciones en los ríos Záncara y Cigüela, según Esnaola (1991).

Hasta los años 80 del siglo XX, en régimen normal, los ríos Cigüela y Záncara aumentaban su caudal absoluto a lo largo de sus cursos, según aumentaba el área de su

cuenca, aunque su aportación específica (mm/año) disminuía, esto difería con respecto al Guadiana alto y el Azuer cuyos caudales disminuían drásticamente al entrar en contacto con el acuífero 23 debido a la enorme infiltración de agua en este último.

La construcción del Pantano de Peñarroya ha reducido notablemente la infiltración de aguas del Guadiana Alto en el acuífero 23, ya que estas se dedican a los regadíos de la zona de Tomelloso. Debido a esto último y a la extracción de agua por bombeos, se ha reducido drásticamente el nivel freático del acuífero, anulándose totalmente la aportación del río Guadiana a las Tablas de Daimiel a través de los Ojos del Guadiana.

Hay que señalar que en la actualidad, el escaso caudal del río Cigüela de los años 80 se ha recuperado, debido a que se utiliza para aportar agua desde el trasvase Tajo-Segura al Parque Nacional de las Tablas de Daimiel con el objetivo de mantener permanentemente su nivel hídrico.

4.2.2.2. Hidrología subterránea de la Llanura Manchega. EL acuífero de La Mancha Occidental

El sistema acuífero de *La Mancha Occidental* estaría formado por dos unidades hidrogeológicas principales (López Geta *et al*., 1989).

El acuífero superior carbonatado:

Formado por calizas y margas del Mioceno superior, niveles detríticos del Terciario y Cuaternario y/o materiales volcánicos relacionados con estos. Los niveles acuíferos más importantes están asociados a los materiales calcáreos del Mioceno.

El acuífero inferior:

Unidad asociada a materiales carbonatados del Jurásico y Cretácico. La interconexión entre el acuífero inferior y el superior carbonatado se realiza a través de los bordes de la llanura y de un nivel detrítico intermedio, estableciéndose el equilibrio del sistema a través del flujo que pasa por estas formaciones menos permeables.

Funcionamiento del acuífero

La unidad superior funciona como un *acuífero libre*, recargándose por: infiltración directa del agua de lluvia, de los ríos cuyo caudal se infiltra total o parcialmente en su discurrir por la llanura, infiltración de excedentes de riego y entradas de otros acuíferos

cercanos con niveles piezométricos más altos (sistemas 19 20 y 24). La *descarga* tiene lugar mediante el drenaje a los ríos (principalmente al Cigüela) y lagunas, evaporación en zonas encharcadas, escorrentía subterránea a la cuenca del Júcar y extracciones por bombeo. El acuífero inferior puede funcionar como *acuífero semiconfinado*, *libre* o *confinado* y su equilibrio depende de las relaciones con el acuífero superior y con los sistemas acuíferos laterales.

Desde la década de los 80 del siglo XX, las extracciones por pozos y bombeos han llegado a superar hasta un 20 % el volumen de recarga anual (López Geta *et al*., 1989), por lo que son en gran medida las causantes del actual problema de sobreexplotación del acuífero con importantes repercusiones en los humedales manchegos.

4.3. CUBIERTA VEGETAL Y USOS DEL SUELO

La cubierta vegetal es uno de los principales factores que influyen y están vinculados al grado de actividad de lo procesos eólicos en una determinada región (Lancaster, 1995), por ello, se ha considerado conveniente analizar las características más sobresalientes de la vegetación potencial y actual en el sureste de la Cuenca del Duero y la Llanura Manchega.

4.3.1. Marco biogeográfico

Desde el punto de vista biogeográfico y en el contexto peninsular, siguiendo las clasificaciones de Rivas-Martínez (1984 y 1987), las zonas de estudio se situarían dentro de la siguiente sucesión jerárquica:

Sureste de la Cuenca del Duero

Región mediterránea

PROVINCIA CASTELLANO-LEONESA.

Sector Segoviano

Llanura Manchega

Región mediterránea

PROVINCIA CASTELLANO-MAESTRAZGO-MANCHEGA.

Sector Manchego

En el caso de la Llanura Manchega, por su topografía con altitudes entre 600 y 800 m, se encontraría dentro del *piso bioclimático* mesomediterráneo con diferencias nulas entre umbría y solana debido a la ausencia de relieves y pendientes abruptas. Por el contrario, la altitud media de Tierra de Pinares oscila entre los 800-900 m, lo que conlleva unas menores temperaturas medias y estaría situada en el piso *bioclimático* supramediterráneo. En Tierra de Pinares, también hay una escasa diferencia entre umbría y solana, excepto en las cuestas de los páramos carbonatados y algún tramo de los encajamientos fluviales formados por los ríos que atraviesan la zona como es el caso del Adaja, Votoya, Eresma y Cega.

4.3.2. La vegetación de Tierra de Pinares

El paisaje vegetal de la zona de estudio en la Cuenca del Duero está dominado por dos formaciones arbóreas principales, los pinares xerófilos de *Pinus pinaster* (resinero-negral) y *Pinus pinea* (pino piñonero), así como por las comunidades de galería arbórea en los tramos medios y bajos de los cursos fluviales (Allué *et al*., 1995).

Estos pinares, en principio autóctonos (Calonge, 1987; Allué *et al.*, 1995, Franco-Múgica *et al*., 2005), abarcan la práctica totalidad de la zona de estudio (Fig. 4.16), hasta el punto de proporcionarle el nombre de "Tierra de Pinares" y se asientan preferentemente sobre los arenales cuaternarios de origen eólico y fluvial. De manera que, los arenales eólicos estarían recubiertos en un 98 % por estas masas forestales según análisis SIG entre la cartografía elaborada en este trabajo y los usos del suelo del Corine Land Cover 2000 de España (Instituto Geográfico Nacional, 2000).

Del predominio de los pinares xerófilos, se tienen referencias desde al menos la edad Media, y estudios palinológicos recientes en la *Laguna del Carrizal* (Franco-Múgica *et al*., 2005) remontan la existencia de masas de pinos al hasta los últimos 9.000 años, es decir la práctica totalidad del Holoceno, de manera que su carácter autóctono es indudable, a pesar de las intensas repoblaciones realizadas desde la mitad del siglo XIX (Cortazar, 1877 y 1891) y sobre todo a partir de los años 40 del siglo XX (ICONA, 1995a) para la industria resinera y la fijación de las dunas.

Se trata de masas poco densas de monte alto de edades no superiores a los 120 años y alturas de unos 15 m, en las que la especie dominante es el pino resinero, apareciendo a veces el pino piñonero y siendo éste más frecuente en la parte más occidental de Tierra de Pinares. Los pinares tienen un sotobosque poco denso y variado

debido a la escasa fertilidad del suelo y su elevada sequedad ya que las arenas filtran rápidamente el agua y arrastrando a su vez los nutrientes (Allué *et al.*, 1995). En el sotobosque de estos pinares, aparecen los cantuesos (*lavándula pedunculata*), las mejoranas (*Thymus masctichina*), o las barbas de chivo (*Corynnephorus canescens*), jaras (*Cistus laurifolius*) y las retamas (*Retama sphaerocarpa*). Cuando las masas están muy bien conservadas no sometidos a desbroces pueden aparecer a veces encinas, quejigos e incluso robles melojos (Allué *et al.*, 1995).

En la cuenca media del rió Cega, entre Cantalejo-Veganzones y Zarzuela del Pinar, se encuentran zonas con condiciones del subsuelo que permiten niveles freáticos altos que producen una mayor humedad superficial del suelo, lo cual, facilita el establecimiento de especie poco presentes en otras zonas de Tierra de Pinares, como son los helechos (*Pteridium aquilinum*), aulagas (*Genista anglica*) e incluso pinos silvestres (*Pinus sylvestris*) y pinos negros (*Pinus nigra*), estos últimos claramente relictos.

Figura 4.16: Visión oblicua de imágenes de satélite de Tierra de Pinares con las extensiones de pinos en color verde oscuro que ocupan la práctica totalidad de los arenales. Fuente: Google Earth.

En cuanto a las formaciones de galería arbórea-arbustiva situadas en los tramos medio y bajo de los cursos fluviales, estas se encuentran relativamente bien conservadas debido a las características geomorfológicos de su ubicación, principalmente en cañones fluviales de difícil acceso. Estos bosques de galería, estarían en principio dominados por

el chopo blanco (*Populus alba*), el chopo negro (*Populus nigra*), el olmo (*Ulmus minor*), el sauce blanco (*Salix alba*) y el aliso (*Agnus glutinosa*), pero también se pueden encontrar en zonas más alejadas del cauce, avellanos (*Corylus avellana*), cornejos (*Cornus sanguinea*) y alibustres (*Ligustrum vulgare*), excepcionalmente también pueden aparecer ejemplares aislados de abedul (*Betula alba*) en las zonas más frondosas y húmedas, como sucede en el río Cega a su paso al sur de Cuéllar, lo cual indica claramente su carácter relicto en estas zonas de baja altitud. En los rebordes y zonas de contacto entre las arenas cuaternarias y las margas terciarias, abundarían los helechos *aquilia* y las espadañas, lo cual da una idea del alto grado de humedad del terreno que en algunas zonas presenta incluso surgencias naturales.

4.3.3. La vegetación de la Llanura Manchega

La vegetación climácica del Sector Manchego son los encinares. Las encinas (*Quercus rotundifoliae*) constituirían formaciones arbóreas acompañadas de madroños, olivillas y aladiernos, todos ellos esclerófilos. La vegetación arbustiva que aparecería en zonas de bosque degradadas o de características muy áridas estaría compuesta preferentemente por retamares, coscojares, espartales y espliegares (Martín Herrero, 2003).

Figura 4.17: Foto de las Tablas de Daimiel con la Vegetación típica de los humedales manchegos formada por juncales (al fondo) y Tarays (a la derecha de la imagen).

Debido a la presencia de medios lacustres a lo largo de la Llanura Manchega, habría una serie de ecosistemas con un gran valor singular. La vegetación más significativa de estos medios sería la derivada de la adaptación a las aguas salobres. Estos vegetales halófilos viven sobre suelos salinos a los que se han adaptado y en los que la concentración de cloruros y sulfatos, lejos de constituir un factor limitante, favorece su crecimiento. En las lagunas manchegas se podrían distinguir distintos ambientes dependiendo de la humedad del suelo, así habría una sucesión hidrohalófila y otra xerohalófila en función de la permanencia de la lámina de agua.

La vegetación arbórea más representativa de la zona palustre manchega y en particular de los ambientes salinos, son los tarayales *(Tamarix canariensis*) que constituyen la vegetación climácica del ámbito endorreico manchego (Fig. 4.17). El taray sería un árbol de origen estepario, que busca el nivel freático pero que puede resistir una fuerte sequedad ambiental.

4.3.4. Usos tradicionales del suelo sobre los depósitos eólicos de Tierra de Pinares

En la Cuenca del Duero destaca la tradicional resinación realizada sobre las masas de pino negral asentadas sobre los arenales (Fig. 4.18). Esta resinación fue practicada hasta 1860 mediante procedimientos artesanales destinados a cubrir una demanda bastante reducida, pero a partir de esta fecha se impuso un modelo de explotación, ordenación y selvicultura copiados de los que se utilizaban en la región de Las Landas en el suroeste de Francia (Calonge, 1987). Estos métodos son los que se han mantenido prácticamente hasta la actualidad, aunque la actual situación económica ha propiciado el abandono de la resinación. La producción de miera para su posterior descomposición en colofonia y trementina (aguarrás) ha sido por tanto su mejor aprovechamiento, hasta que se ha visto seriamente dañado por la competencia de otros países (Calonge, 1987; García Fernandez, 2004).

El elevado valor de los productos resinosos y las exigencias de su explotación han determinado unas prácticas encaminadas a favorecer la regeneración, primer desarrollo y posterior crecimiento del pino negral en detrimento del pino piñonero que según los datos de inventarios del siglo XIX (ICONA, 1995a) aparecía con frecuencia mezclado con el pino resinero, sobre todo en los montes de la zona occidental de Tierra de Pinares (Arévalo, Olmedo, Portillo y proximidades de Valladolid). Así, en algunas zonas como los montes que se extienden desde Nava de la Asunción hasta Villeguillo, se encontraban proporciones de pino piñonero próximas al 100 % a principios del siglo

XX, mientras que en la actualidad estas proporciones no alcanzarían ni siquiera el 50 %. Por otro lado, la práctica de desbroces sistemáticos para despejar el sotobosque que pudieran dificultar el tránsito de los resineros o que no permitieran una rápida regeneración del pino resinero, ha contribuido a mantener a raya la expansión de otras especies arbóreas que se instalan facialmente en el interior de estos pinares como son la encina, el quejigo e incluso el roble melojo (Quercus pirenaica). Asimismo, esta práctica de desbroces, unida a la baja densidad de la masa forestal con una separación considerable entre ejemplares podría haber favorecido en determinadas zonas la presencia de procesos eólicos activos.

Figura 4.18: Vista aérea de las grandes extensiones de pinares de repoblación en la campiña de Tierra de Pinares (Segovia). Cortesía de Andrés Díez-Herrero.

Se puede decir que aunque en términos generales el propósito de las repoblaciones con pinares no fue el de la fijación de las dunas sino la explotación económica de las resinas, si han venido ejerciendo de forma indirecta este papel. Así, el informe de la Junta Consultiva de Montes (1855) sobre los montes de la Villa y Tierra de Portillo clasifica los pinares de esta zona como de primera clase, formada por montes que no podían pasar al dominio de los particulares sin exponerse a causar graves daños en la agricultura y salubridad del país, precisando con claridad el papel de los pinares de pino piñonero en el centro de la península como sostén de las arenas voladoras.

4.3.5. Usos tradicionales del suelo sobre los depósitos eólicos de la Llanura Manchega

En la Llanura Manchega la vegetación potencial de encinares ha sufrido distintos tipos de transformaciones a lo largo de la historia, en la mayoría de los casos fue sustituida progresivamente por tierras de cultivo y en otros soportó una fuerte degradación producto del sobrepastoreo y extracción de leña, que dio lugar a zonas de matorral (coscojares, retamares, espliegares y tomillares) que en la actualidad se encuentran a menudo repobladas por pinares.

En las zonas estudiadas, solo aparecen pequeños bosquetes originales de encinas cerca del río Záncara y sobre roquedos cretácicos al este de Casas de Haro. Sin embargo, la encina también aparece junto con otras especies de repoblación forestal a lo largo de una franja que iría desde El Provencio hasta el río Júcar. Por otro lado, la vegetación asociada a las zonas lacustres y palustres mantiene las características descritas en el apartado anterior excepto en aquellos lugares que se han desecado por completo permitiendo el establecimiento de diversos tipos de cultivo, preferentemente de cereal, como pasa en las antiguas playas secas y húmedas de la Llanura aluvial de San Juan.

4.3.6. Usos actuales del suelo en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega

En el momento actual, los aprovechamientos de las masas de pino negral y piñonero en Tierra de Pinares se limitan a la obtención de leñas de copa, maderas de diversos usos y cualidades y a la recogida del piñón, muy valorado gastronómicamente en la actualidad. Además del abandono de los desbroces indiscriminados y la extracción tradicional de brozas, se está favoreciendo la regeneración del pino piñonero donde éste se reproduce de forma natural sin dificultad, repoblándose con el mismo en los rasos no regenerados o incendiados, de manera que se tiende a conseguir masas mixtas de ambas especies, con composiciones equilibradas o rodales contiguos de las mismas según las ubicaciones más favorables para cada una de las especies (ICONA, 1995a)

En la Llanura Manchega centro-oriental nos encontramos en la actualidad con numerosas repoblaciones forestales de pinares entre Socuéllamos y el río Júcar. Estas repoblaciones llevadas a cabo a lo largo del siglo XX se han realizado preferentemente sobre los complejos de dunas arenosas, los mantos eólicos y los suelos silíceos de la zona, siendo las especies utilizadas el pino piñonero (*Pinus pinea*) y el pino carrasco

(*Pinus halepensis*). Parece ser, que el pino piñonero fue introducido, a principios del siglo XX, por siembra artificial sobre antiguos viñedos arrasados por la *Phyloxera* (ICONA, 1995b y c), plaga que diezmó las viñas de toda Europa y cuya aparición en La Mancha fue más tardía que en el resto de la península.

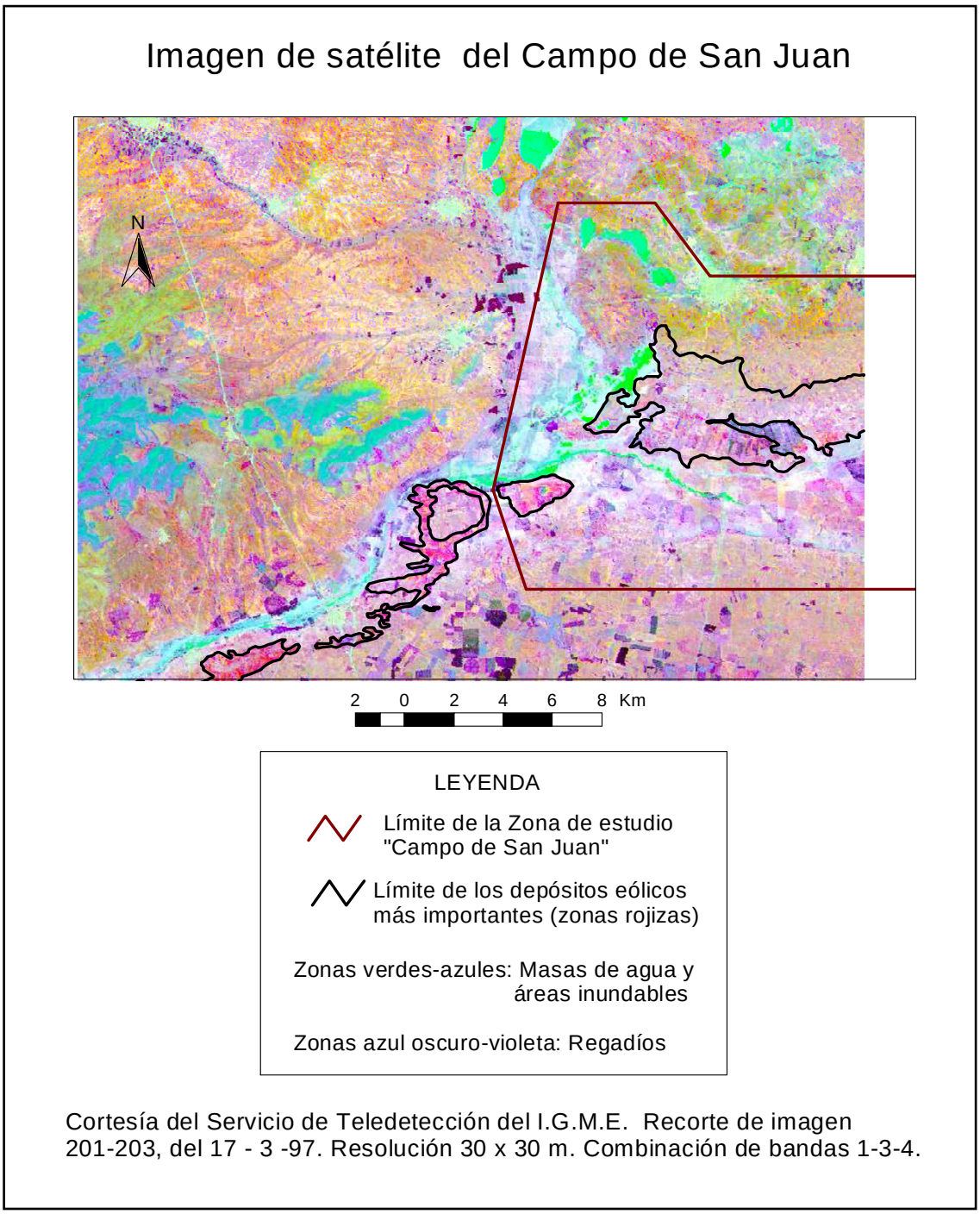


Figura 4.19: Imagen del satélite Landsat 5 (Invierno 1997) tratada por el Servicio de Teledetección del IGME para resaltar las formaciones eólicas y los diferentes usos del suelo. Playas encharcadas en color verde-azul. Zona centro-occidental de la Llanura Manchega.

En cuanto a las zonas cultivadas, estas ocupan la mayor parte de la zona estudiada con depósitos eólicos. Prácticamente, el 70 % de las superficies sobre depósitos eólicos se dedica al cultivo de la vid, con una cierta dedicación mínima a otras especies leñosas como el olivo y el almendro, así como a los cultivos herbáceos, fundamentalmente al cereal de secano junto al barbecho (Bernat Rebollal, 2001).

Los viñedos de la Llanura Manchega se disponen preferentemente en "Marco o Cuadra Real" formado por un cuadrado de unos 2.5 m de lado, lo que permite una densidad de plantación de 1600 cepas por hectárea (Proyecto EFEDA, 1994). La variedad *Airén* es la vid más utilizada, presentando un porte rastrero que tapa aproximadamente un 75 % del suelo en su momento de mayor desarrollo (Peinado y Martínez, 1985). En cuanto al ciclo vegetativo de los viñedos, es importante señalar de cara a la incidencia de los procesos eólicos, que en esta zona, la caída de la hoja tiene lugar durante el mes de noviembre, permaneciendo la cepa totalmente desnuda desde diciembre hasta mediados de abril, mientras que los primeros brotes comienzan a despuntar en mayo y durante el periodo julio-octubre la vid alcanza su máximo desarrollo anual.

Aparte de la importancia del viñedo en La Mancha, durante los últimos 25 años han ido ganando terreno los cultivos de regadío, de tal manera que la superficie agrícola destinada a este fin ha experimentado un aumento mayor de un 300 % en algunos casos, como por ejemplo ha sucedido en el municipio de Alcázar de San Juan, que ha pasado de las 6.252 Ha dedicadas a regadío en el año 1974 a las 22.365 Ha. del año 1988. Los principales cultivos de regadío son, alfalfa, remolacha, melón, maíz y cereales.

Es un hecho significativo que los cereales, cultivo de secano en otras zonas de la península aquí lo sean de regadío, y esto se debe probablemente a su inapropiada ubicación sobre playas desecadas con altas concentraciones en cloruros y sulfatos que limitan el crecimiento de las plantas y hacen necesario el riego para contrarrestar los efectos de las sales. En la imagen de satélite del invierno de 1997 (Fig. 4.19) todavía se observan playas encharcadas en la zona occidental del Campo de San Juan (colores azul claro y verde), sin embargo esta zona está actualmente totalmente desecada y cultivada.

5. Introducción a los depósitos eólicos del interior Peninsular

5. INTRODUCCIÓN A LOS DEPÓSITOS EÓLICOS DEL INTERIOR PENINSULAR

Como ya se puso de manifiesto en los antecedentes (Capítulo 2), las formaciones dunares continentales de la península empiezan a identificarse con mayor precisión a partir de la década de los ochenta del siglo XX, caracterizando sus facies, tipologías, cronosecuencias y sus rasgos paleoambientales. Entre estas formaciones superficiales se encuentran los depósitos eólicos del sureste de la Cuenca del Duero (Tierra de Pinares), los asociados al río Guadiana en Extremadura (Tierra de Barros) y los situados en la Llanura Manchega (Fig. 5.1), que constituyen los complejos eólicos del Cuaternario reciente más importantes del centro de la Península Ibérica (Borja Barrera y Pérez-González, 2001).

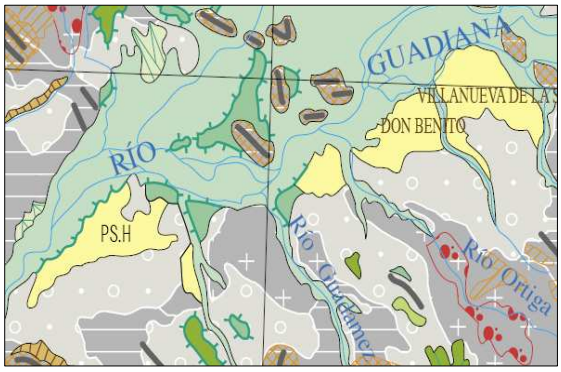
Figura 5.1: Mapa de la península con las tres zonas eólicas principales del centro peninsular: 1-Tierra de Pinares, 2-Llanura Manchega y 3-Río Guadiana en Extremadura (Tierra de Barros). En rojo se ha marcado los límites de las zonas que engloban estos depósitos.

Sin embargo, hay que mencionar la existencia de otras zonas interiores con depósitos eólicos de menor extensión y continuidad, como son los de tipo loess en el valle medio del río Tajo y sus páramos calizos, entre Toledo y la sierra de Altomira (Pérez-González, 1982b; García Giménez, 2004; García Giménez y González Martín, 2006, García Giménez *et al.*, 2010), los loess yesíferos y arenas eólicas dispersas de la región central de la depresión del Ebro (Desir *et al*., 2011; Marin *et al*., 2011), así como las pequeñas acumulaciones eólicas de la Cuenca de Almazán asociadas a las terrazas bajas y llanura de inundación del río Duero (Rodríguez García, 2008). Aparte de haber sido tratados en detalle en los estudios anteriormente citados, estos depósitos eólicos continentales presentan morfologías eólicas muy poco significativas, o como es el caso de los loess, carecen de ellas, por lo que no se ha considerado la inclusión en este trabajo. Si se ha tenido en cuenta su cronología deposicional en el caso de las acumulaciones loéssicas del Tajo y las arenas eólicas del Ebro, con dataciones realizadas mediante TL-OSL y OSL-^{14}C respectivamente, para comprobar posibles relaciones con las cronologías de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega.

Aunque este trabajo se centra principalmente en el estudio de los depósitos y formas eólicas cuaternarias del sureste de la Cuenca del Duero, como ya se comentó en la presentación, no puede obviar la importancia de las otras zonas con depósitos eólicos significativos en Extremadura y La Mancha, principalmente de los depósitos y formas de la Llanura Manchega, cuyo conocimiento más detallado permite una mejor caracterización y comprensión de las morfologías eólicas continentales, así como correlacionar con mayor precisión los períodos de actividad eólica en el centro peninsular y relacionarlos con los principales paleoeventos climáticos del Cuaternario reciente y Holoceno.

La geomorfología y otros aspectos sobre estos sistemas eólicos se expondrán en detalle en los siguientes capítulos de esta Tesis Doctoral.

6. Depósitos eólicos del valle del río Guadiana en Extremadura



6. DEPÓSITOS EÓLICOS DEL VALLE DEL RÍO GUADIANA EN EXTREMADURA (TIERRA DE BARROS)

En esta comarca extremeña se observan depósitos en forma de mantos eólicos (*aeolian sand sheets* o *cover sands*) con un espesor en general no mayor a los 3.5-4 m extendiéndose desde la confluencia del río Zújar con el río Guadiana y a lo largo del curso de este último hasta Villagonzalo. Estos sedimentos eólicos han sido cartografiados en las hojas geológicas a escala 1:50.000 de Madrigalejo (754: Leyva *et al.*, 2005), Villanueva de la Serena (779: Carvajal *et al.*, 2008), Mijadas (753: López Sopeña *et al.*, 2005), Don Benito (778: Hernández-Samaniego *et al.*, 2008) y Mérida (777: Hernández-Samaniego *et al.*, 2003). Es en la hoja de Don Benito (778), donde las arenas de origen eólico alcanzan su máxima extensión y donde fueron denominadas como "arenas de Mengabril" por Herranz *et al.* (1973), quienes les asignaron un espesor de aproximadamente 10 m; estos mismos autores indican también la existencia de dunas principalmente entre el río Guadiana y Don Benito.

Según las memorias de las hojas geológicas mencionadas anteriormente, las arenas eólicas de Tierra de Barros están compuestas fundamentalmente de cuarzo y como minerales ligeros secundarios tienen feldespatos potásicos y plagioclasas, estos últimos en menor proporción, y se acumulan en los tamaños medio y fino. Por otro lado, tanto las arenas eólicas como las aluviales también tendrían mayores contenidos en feldespatos que las facies detríticas terciarias (Compañía General de Sondeos, 1997).

Estos depósitos eólicos se encuentran cubriendo las facies de "barros" arcósicas terciarias, las amplias llanuras aluviales del río Guadiana y afluentes mayores (confluencia con el río Búrdalo), e incluso llegan a cubrir las terrazas del Guadiana en la zona de Medellín-Mengabril y en Villanueva de la Serena. La posición geomorfológica y composición mineral de estos depósitos indica que estos se originaron por deflación de las formaciones aluviales de los ríos que al igual que las arenas eólicas tienen un mayor contenido en feldespatos potásicos que de plagioclasa.

Las posiciones geomorfológicas de los depósitos eólicos (Fig. 6.1) indican que estos se situarían cronoestratigráficamente en el final del Pleistoceno y el Holoceno, habiendo sido los vientos efectivos del oeste los causantes de su formación tal como se aprecia en su distribución areal principalmente en el margen izquierdo del Guadiana. En cuanto a la cronología de estos depósitos eólicos, solo hay una datación realizada mediante OSL (Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma

de Madrid) en un manto de arenas eólicas situado sobre una terraza baja en el margen izquierdo de las vegas del Guadiana, en la localidad de Medellín a unos 25 km al este de Mérida, cuya datación da un resultado de 1.432 ± 124 yr BP (Garzon *et al.*, 2011).

Sin duda alguna, es necesario un estudio cronológico exhaustivo y detallado para determinar exactamente los períodos de formación de estos depósitos eólicos, lo cual no se consideró entre los objetivos de esta Tesis por motivos logísticos y de financiación.

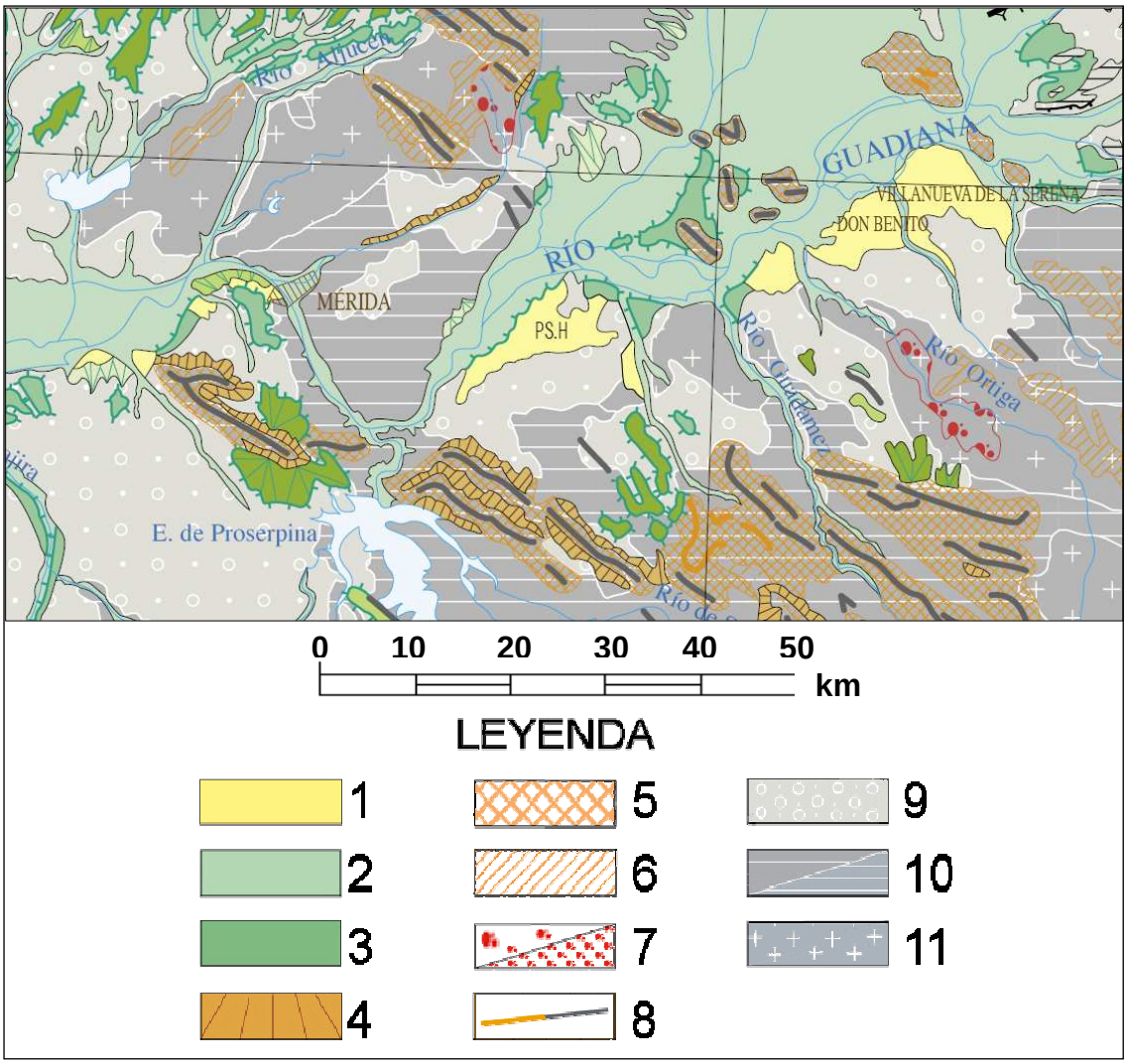
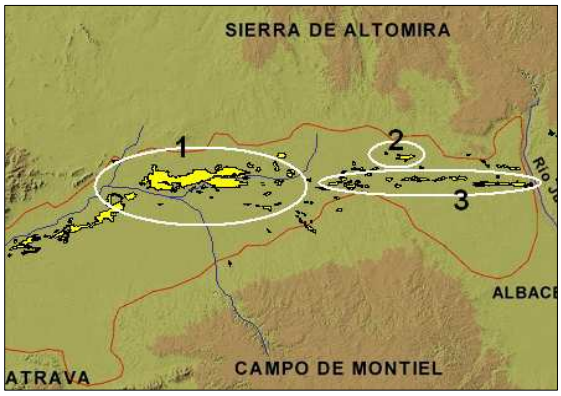


Figura 6.1: Situación de los depósitos eólicos (color amarillo) en la zona del Guadiana en Extremadura. Se aprecian como las acumulaciones eólicas se encuentran situadas a sotavento de la llanura de inundación del río Guadiana (margen izquierdo) y recubriendo el fondo de valle, las terrazas asociadas a éste sistema fluvial y los materiales detríticos terciarios (facies de "barros" arcósicas). Recorte del Mapa Geomorfológico de España a escala 1:1000.000 (Martin-Serrano *et al.*, 2005). Leyenda: 1-Mantos eólicos; 2-Fondos de valle y Llanura de inundación; 3-Terrazas fluviales; 4-Depósitos de ladera; 5-Relieves residuales; 6-Superficies de erosión; 7-Berrocales; 8-Cresta estructural o apalachiana; 9-Rocas detríticas (facies de "barros" arcósicas); 10-Rocas metamórficas; 11-Rocas graníticas.

7. El Sistema Eólico de la Llanura Manchega



7.1. LÍMITES NATURALES Y OROGRAFÍA

La Llanura Manchega, a su vez incluida en la región natural de la Mancha, nombre este que parece derivar del árabe “m´ancha” que significa “sin agua” o “tierra seca”, se extiende a lo largo de tres provincias ya que ocupa parte del nordeste de la provincia de Ciudad Real, el suroeste de la provincia de Cuenca, y el límite noroccidental de la provincia de Albacete.

Se trata de una cuenca interior, rellena de materiales de origen continental, terciarios y cuaternarios que se han depositado sobre un substrato paleozoico y/o mesozoico.

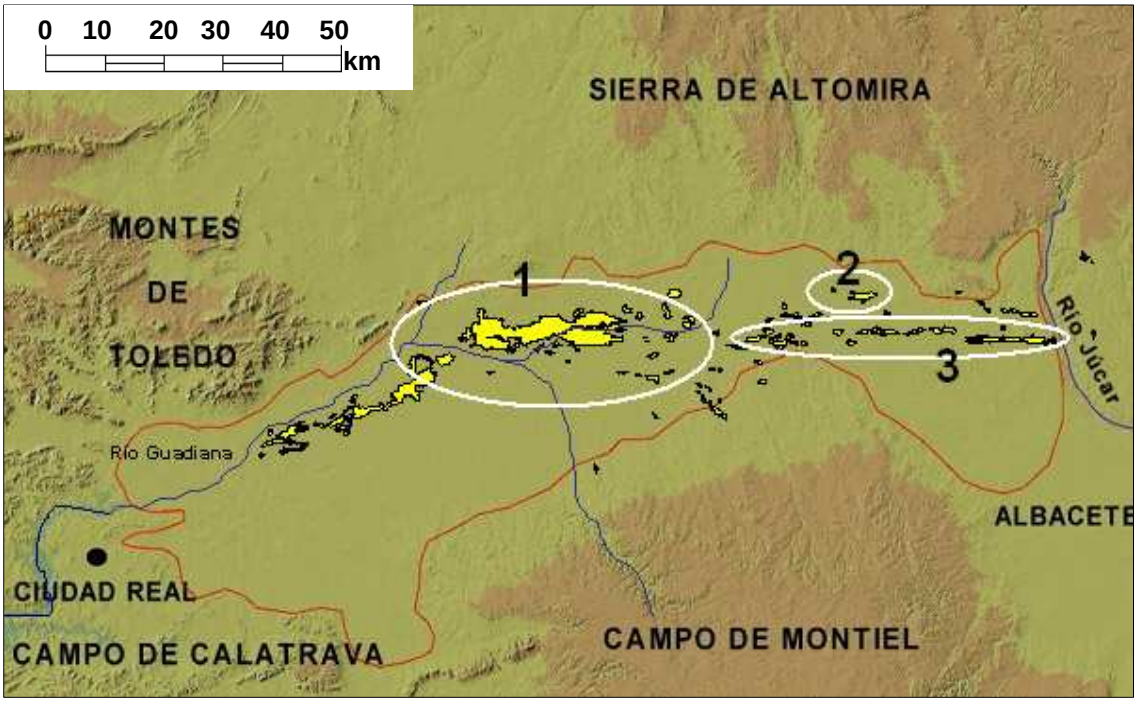


Figura 7.1: Situación de los depósitos eólicos de la Llanura Manchega (límites en traza de color rojo) en el marco geográfico de la Submeseta sur. Destacan 3 zonas principales: 1-Llanura aluvial de San Juan, 2-Sector de San Clemente, 3-Corredor “Casas de los Pinos-Río Júcar”.

Desde un punto de vista geográfico (Fig. 7.1), limita al noreste con los ramales meridionales de la Sierra de Altomira. Su borde noroeste lo forman las estribaciones meridionales de los Montes de Toledo, mientras que hacia el oeste lo hace con la extensa penillanura extremeña labrada sobre materiales paleozoicos. Su frontera natural hacia el suroeste está constituida por las serranías del Campo de Calatrava (Sierra

Turón, Sierra de Lucía y de Miguelturra) y por las estribaciones septentrionales de Sierra Morena. Continuando hacia el este y marcando su límite por el sur aparecería la altiplanicie del Campo de Montiel. Finalmente, su borde oriental lo formaría el Valle encajado del río Júcar, y en su prolongación hacia el sur, la Llanura Manchega enlazaría con los Llanos de Albacete.

La naturaleza distintiva de la Llanura Manchega frente a otras partes de la Mancha es su planitud (Pérez-González, 1982b), siendo excepcionales las zonas con diferencias de cotas superiores a los 15-20 m, tratándose en este caso de relieves residuales o montes aislados como los de Alcázar de San Juan. Su altitud oscila entre los 620 m en su parte suroccidental próxima a Ciudad Real y los 776 m al suroeste del Picazo, pero en general todo el territorio tiene una altitud media de 640 m sobre el nivel del mar. Los límites con las unidades que la rodean no son muy abruptos excepto en el caso de Los Montes de Toledo que destaca con altitudes de hasta 1200 m y fuertes desniveles en su enlace con la Llanura. Además, está ligeramente basculada hacia el oeste, motivo por el cual sus ríos vierten hacia el Atlántico, aunque debido a la escasa pendiente de la llanura (0-5 m/km) el drenaje de esta es deficiente.

7.2. LOCALIZACIÓN Y CONTEXTO DE LAS PRINCIPALES ACUMULACIONES EÓLICAS DE LA LLANURA MANCHEGA

En la Llanura Manchega la acción del viento ha modelado un paisaje compuesto por formas de acumulación, manto eólico y formas típicas de destrucción o erosión. Las acumulaciones eólicas recubren fundamentalmente un substrato cuaternario formado por las terrazas de los antiguos sistemas aluviales del Guadiana y Júcar.

El estudio y cartografía de estas formas y depósitos eólicos tienen una referencia principal en Pérez-González (1982 b), el cual, centró su trabajo en la Llanura Manchega central y oriental. Según este autor, se pueden distinguir seis ámbitos geográficos en las formaciones eólicas manchegas.

Llanura Manchega oriental:

A: *Rubielos Bajos*: sobre los aluviones de Casas Ibáñez.

B: Casas de los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar: con cordones paralelos de dirección este-oeste, principalmente sobre el sistema aluvial del río Júcar.

Llanura Manchega central:

C: *Villarrobledo-San Clemente-Pantano de los Muleteros*: dunas y manto eólico sobre el Plioceno y los aluviales del Záncara (sistema aluvial del Guadiana).
D: *Sur de Socuéllamos*: sobre los abanicos del Campo de Montiel.
E: *Llanura Aluvial de San Juan*: manto eólico y dunas sobre el sistema aluvial del Guadiana.
F: Tablas de Daimiel: mantos eólicos y dunas a sotavento de las tablas.

En este trabajo se ha estudiado el relieve eólico en tres ámbitos geográficos muy específicos que son donde se encuentran las formas eólicas más significativas de la Llanura Manchega: La Llanura aluvial de San Juan (Fig 7.3-1) relacionada con el sistema aluvial del Guadiana, San Clemente (Fig 7.3-2) relacionado con el sistema aluvial del Río Rus y el corredor Casas de los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar (Fig. 7.3-3) que discurre de este a oeste y está relacionado con el sistema aluvial del río Júcar.

La Llanura aluvial de San Juan, (Fig. 7.2, Fig. 7.3-1 y mapa geomorfológico del Anexo 3) queda enmarcada por las superficies de erosión de la Llanura Manchega en sus bordes norte, este y sur. Hacia el sureste limita con el glacis de Socuéllamos, mientras que por el oeste sus límites lo forman las playas y fondos asociados al río Cigüela que llegan hasta la tablas de Daimiel. Las acumulaciones arenosas principales van desde la *Estación del Río Záncara-Casas de los Bueyes* hasta las proximidades de la confluencia entre los ríos Záncara y Cigüela, se trata de una superficie continua de unos 30 km de longitud en sentido este-oeste, con una anchura máxima de 7.5 km al sur de Alcázar de San Juan. Otras formaciones eólicas de menor importancia se encuentran al sureste de esta Llanura, cercanas al río Corcolés y al glacis de acumulación de Socuéllamos. Los relieves eólicos principales se encuentran en la zona más deprimida de la Llanura que tiene cotas entre los 650 y 620 m.

El corredor E-O, Casas de los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar (Fig. 7.2, Fig. 7.3-3 y mapa geomorfológico del Anexo 4), tiene una longitud de unos 40 km y una anchura que en algunos puntos puede alcanzar los 1.200 m. Estas formaciones eólicas se extienden desde el meridiano de Villarrobledo hasta la llanura de inundación del río Júcar y se han formado por deflación de materiales finos presentes en el sistema aluvial del Júcar. Las dunas y manto eólico se encuentran en posiciones morfológicas variadas, apoyándose principalmente sobre el sistema aluvial del Júcar, pero descansando también sobre el Mioceno de la Llanura Manchega, las depresiones kársticas, los relieves residuales del mesozoico o incluso tapizando laderas en el valle del río Júcar.

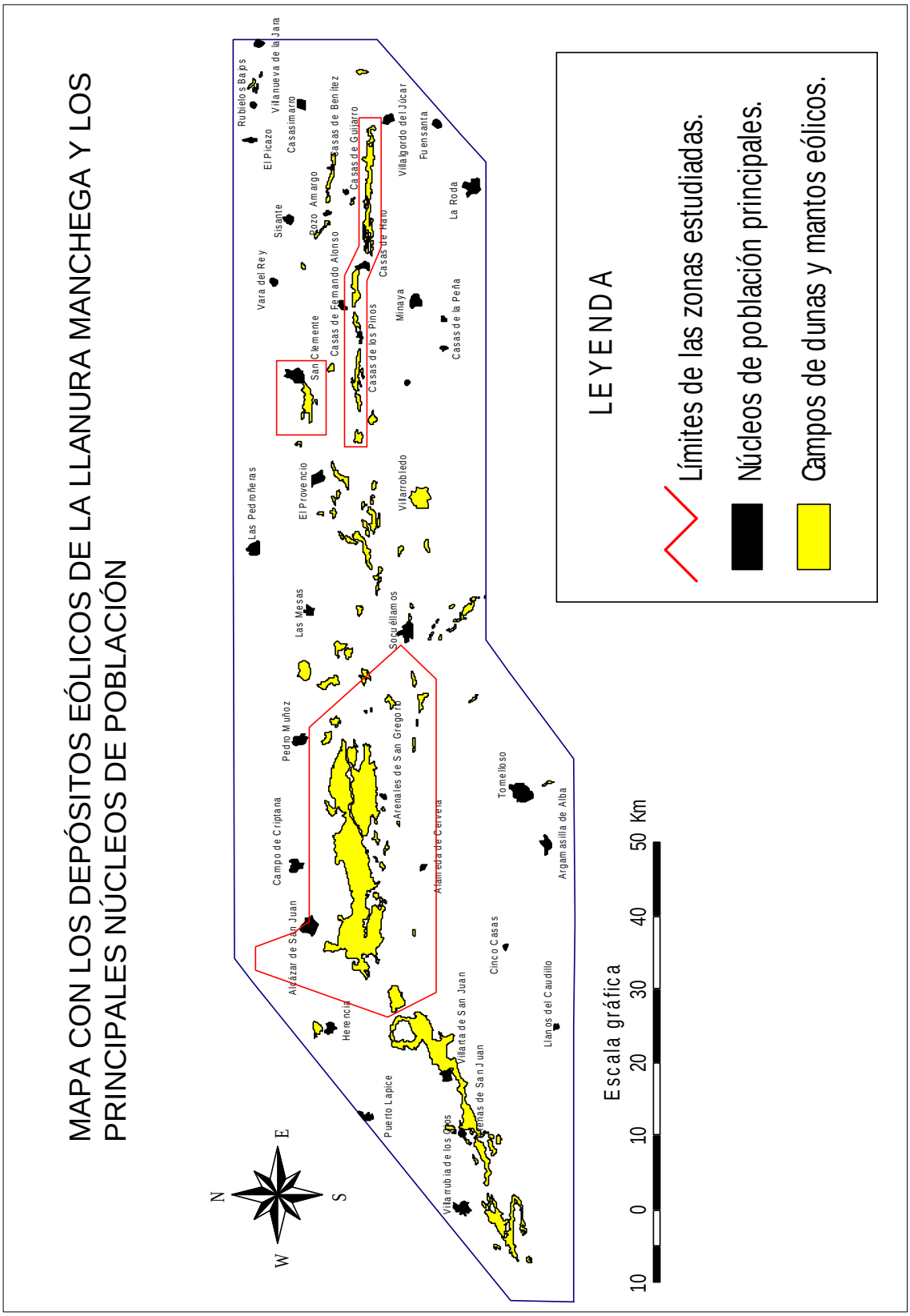


Figura 7.2: Mapa con los depósitos eólicos de la Llanura Manchega, límites de los sectores cartografiados en detalle y núcleos de población.

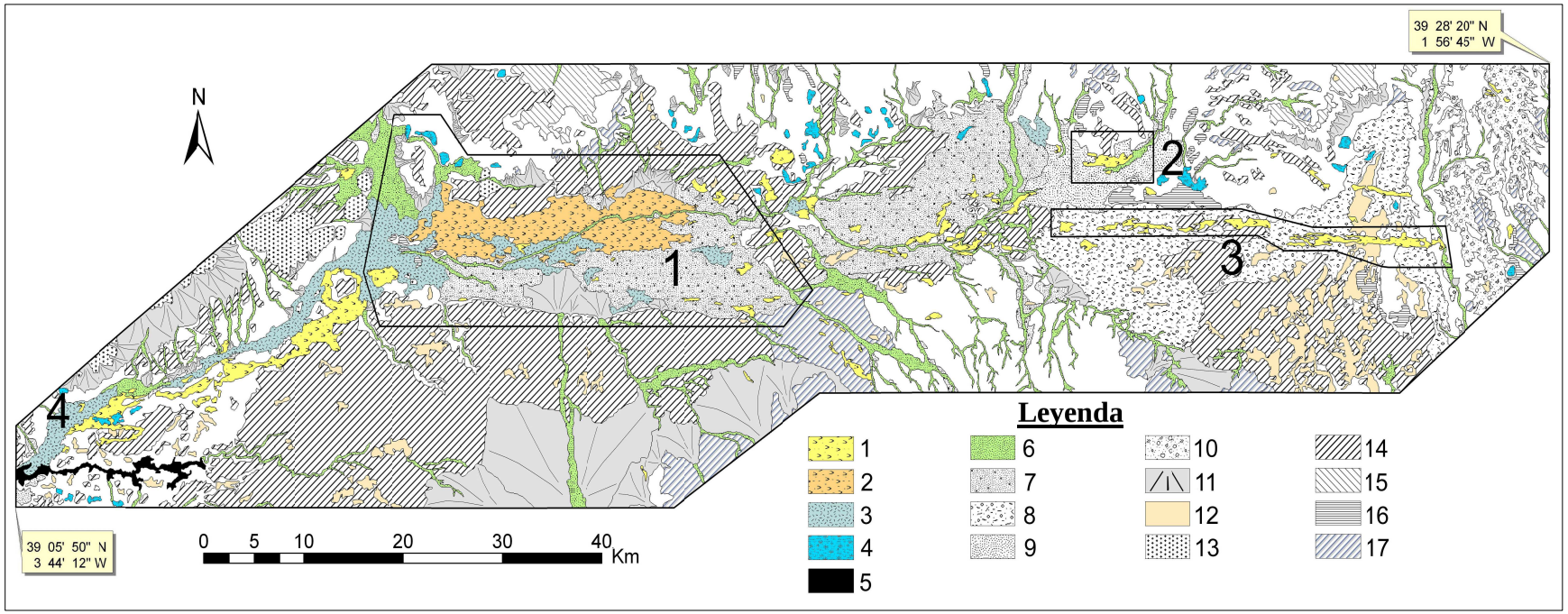


Figura 7.3: Mapa geomorfológico síntesis de la Llanura Manchega con las zonas de estudio: 1-Llanura aluvial de San Juan; 2-San Clemente; 3: Corredor "Casas de los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar"; 4: Tablas de Daimiel.

Leyenda: 1- Dunas arenosas y mantos eólicos; 2- dunas arcillosas y mantos eólicos; 3-Playas; 4-Lagos y navas; 5-Turberas; 6-Llanuras de inundación y fondos de valle; 7-Sistema aluvial del río Guadiana; 8-Sistema aluvial del río Rus; 9- Sistema aluvial del río Júcar 10-Depósitos aluviales de Casas de Ibáñez; 11- Abanicos aluviales. 12-Formas Kársticas; 13-Relieves residuales Paleozoicos; 14-Superficies erosivas de la Llanura Manchega; 15- Superficies erosivas sobre el substrato Mesozoico; 16-Superficies-replanos estructurales; 17-Glacis.

Formado a partir de cartografías en detalle de elaboración propia y mapas geológicos y geomorfológicos de la Serie MAGNA (Pérez-González y Hernández Urroz, 1976 y 1978; Pérez González *et al*., 1985; Piles y Pérez-González, 1985; Pérez-González y Cabra Gil,1985; Portero García, y Ramírez Merino,1985) y la cartografía geomorfológica de las Tablas de Daimiel de la Tesis de Licenciatura de Rodríguez García (1998).

Las formaciones eólicas de San Clemente (Figs. 7.2, 7.3-2 y 7.8) se encuentran hacia el oeste de este pueblo manchego. Se trata de una mancha más o menos continua y de pequeñas dimensiones que en el sentido este-oeste mide alrededor de 4.7 km y su máxima anchura es de 1.200 m en la dirección note-sur. Estas dunas y manto eólico recubren los depósitos aluviales del río Rus.

7.3. INVESTIGACIÓN Y DESCRIPCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL SISTEMA EÓLICO DE LA LLANURA MANCHEGA

El sistema eólico de la Llanura Manchega está constituido por dos medios morfosedimentarios principales, los mantos eólicos y los campos de dunas. En la tabla 7.1 se presenta un resumen con las principales características y observaciones sobre las morfologías eólicas de la Llanura Manchega.

Principales formas eólicas	- Mantos eólicos: Rango de espesores entre 20-30 cm hasta 1,5 m - Dunas parabólicas simples: En U y V, formas alargadas, de tipo *lobate*. Dunas *blowout* de deflación-acumulación. (64 %). - Dunas parabólicas compuestas (8.5 %) - Dunas longitudinales (6 %). - Dunas transversas (9 %) - Morfologías de tipo *lunnete* en dunas arcillosas , a sotaventos de playas arcillosas y salinas (5 %) - Dunas en domo (ovoides) y en estrella (2 %) - Dunas irregulares. - Dunas con influencia topográfica: Dunas trepadoras y en cascada. - **Formas eólicas de deflación y deflación acumulación**: *blowouts*, surcos de deflación y pavimentos de deflación.
Dimensiones de las formas eólicas	Máx. altura (10-12 m) en la Llanura aluvial de San Juan. Media de 4-5 m. Máx. longitud (2000-4000 m) en la Llanura aluvial de San Juan. Media de 400-600 m. Máx. anchura (200-300 m). Media de 50-60 m.
Características de los campos de dunas	**Llanura aluvial de San Juan los** campos de dunas son amplios y abiertos. Hay zonas interdunares de tipo húmedo con formación de playas y morfologías similares a pans. **Corredor Casas de Los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar:** Campos de dunas alargados y cerrados. Los espacios interdunares son de carácter seco.

Tabla 7.1: Resumen con las principales características geomorfológicas del sistema eólico de la Llanura Manchega. Fuentes: Pérez-González (1982 b), Bernat Rebollal (2001) y análisis estadísticos sobre el SIG con las cartografías de la Llanura Manchega.

7.3.1. Mantos eólicos

Los espesores de los mantos eólicos de la Llanura Manchega son muy variables. En la Llanura aluvial de San Juan se han observado habitualmente espesores de hasta 1,5 m, mientras que en el caso de San Clemente y del corredor arenoso sobre el sistema aluvial del Júcar, los espesores observados son menores y oscilan normalmente entre los 15-30 cm de profundidad. En este último caso, se aprecian numerosos lugares en los que aflora el sustrato de gravas entre el manto eólico, sobre todo en grandes corredores de deflación interiores y que se alargan en la dirección este-oeste (Mapa geomorfológico del Anexo 3). La transición entre los mantos eólico y las formas dunares se produce de forma suave y progresiva sin que se aprecien diferencias texturales o de color significativas.

7.3.2. Campos de dunas

Se trata de agrupaciones heterogéneas de dunas relativamente bien delimitadas y con espacios interdunares variables que en el caso de la Llanura Manchega suelen ser bastante amplios y abiertos en su mayoría. En la llanura aluvial de San Juan las dunas se agrupan en campos de dunas amplios y con espacios interdunares abiertos, mientras que en el corredor de Casas de Haro-Río Júcar las dunas se encuentran formando campos de dunas alargados y cerrados. Asimismo, en los campos de dunas de la llanura aluvial de San Juan nos encontramos con zonas interdunares húmedas con formación de fondos tipo playas.

Las principales formas dunares que se reconocen en los campos de dunas de la Llanura Manchega son:

Formas principales:

- Dunas parabólicas en forma de U y V.
- Dunas *blowout* normales y alargadas.
- Dunas longitudinales.
- Dunas transversas.
- Morfologías semenjantes a *lunettes* de tipo arcilloso (*clay-dunes*).

Otras formas menos frecuentes:

- Dunas ovoides o en domo.
- Dunas en estrella.
- Dunas con control topográfico: trepadoras (*climbing dunes*) *y* dunas en caída (*falling dunes*).

7.3.3. Características del modelado eólico en las principales zonas con depósitos eólicos de la Llanura Manchega

7.3.3.1. La Llanura aluvial de San Juan

7.3.3.1.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica

En la Llanura aluvial de San Juan (mapa geomorfológico del Anexo 3), los campos de dunas están retocados en algunos puntos por abanicos aluviales que irrumpen en la Llanura, este es el caso del cono de Casa de Don Lucio donde los productos aluviales penetran entre los depósitos eólicos. Otro elemento importante en la transformación del paisaje dunar, es el río Záncara, que al discurrir entre la zona de dunas areno-arcillosas se desborda a través de numerosos canales que retocan las dunas y mantos eólicos. Asimismo, la precisión cartográfica de las formas dunares en este sector de la Llanura es complicada debido principalmente a la erosión de las crestas, la redeposición continua de material, la truncación por deflación de las dunas en distintos segmentos y las sucesivas generaciones de dunas superpuestas.

Estas formaciones eólicas presentan cierto grado de edafización en forma de suelos de tipo pardo rojizo, a veces, estos suelos aparecen fosilizados por acumulaciones posteriores (Pérez-González *et al.*, 1983*)*, lo cual pone de manifiesto la actividad episódica de los complejos dunares.

Como se puede observar en el mapa geomorfológico del Anexo 3, hay una disposición irregular de los tipos y asociaciones de dunas, sin que pueda deducirse un modelo particular, aunque quizás si se observe un predominio en las orientaciones este-oeste y suroeste-noreste de las crestas que indican una prevalencia de los vientos con estas direcciones.

Las máximas alturas de las dunas en esta zona pueden llegar hasta los 10-12 m, aunque lo normal es que no sobrepasen lo 6-7 m de altura, estando comprendidas la mayoría de ellas entre los 3 y 4 metros de altura. Entre las mayores dunas que podemos encontrar en este sector, destacan las dunas parabólicas y otras de tipo longitudinal que llegan a medir hasta 3200 m de longitud. Las crestas están bien redondeadas y mediciones de la inclinación de los flancos de dunas nos proporcionan valores que en ningún caso sobrepasan los 15º.

Las ***dunas parabólicas*** de la Llanura de San Juan suelen ser bastante irregulares y en algunos casos podríamos decir que se trata de *dunas parabólicas compuestas* ya que algunas tienden a presentar más de dos brazos, aunque esto puede que sea producto de retoques posteriores del viento sobre el cuerpo principal. Estas dunas suelen tener unos ejes primarios que las dividen asimétricamente, con algunos de los brazos más desarrollados. La mayor duna de este tipo cartografiada (figura 7.4) tiene una nariz de hasta 900 m que se prolonga en sentido este, llegando a sobrepasar la longitud de los brazos, aunque lo más probable en este caso es que se trate de un cuerpo parabólico superpuesto a otro de tipo longitudinal. Lo habitual es que sus narices no se prolonguen más de 90 m en sentido este y que los brazos sean de mayor longitud. Las anchuras de brazos y nariz oscilan entre los 50 y 120 m y a menudo nos encontramos en ellos surcos de deflación y retoques erosivos del viento penetrando principalmente en los flancos orientados al sur y oeste.

En este sector no hay diferencias significativas entre las inclinaciones de los flancos interiores y exteriores de los brazos de las dunas parabólicas, oscilando aproximadamente entre los 6 y 10º, valor este último para las zonas más inclinadas cerca de las crestas. Las narices en las dunas parabólicas más pequeñas presentan unas inclinaciones menores que los flancos de los brazos, entre 4 y 8º.

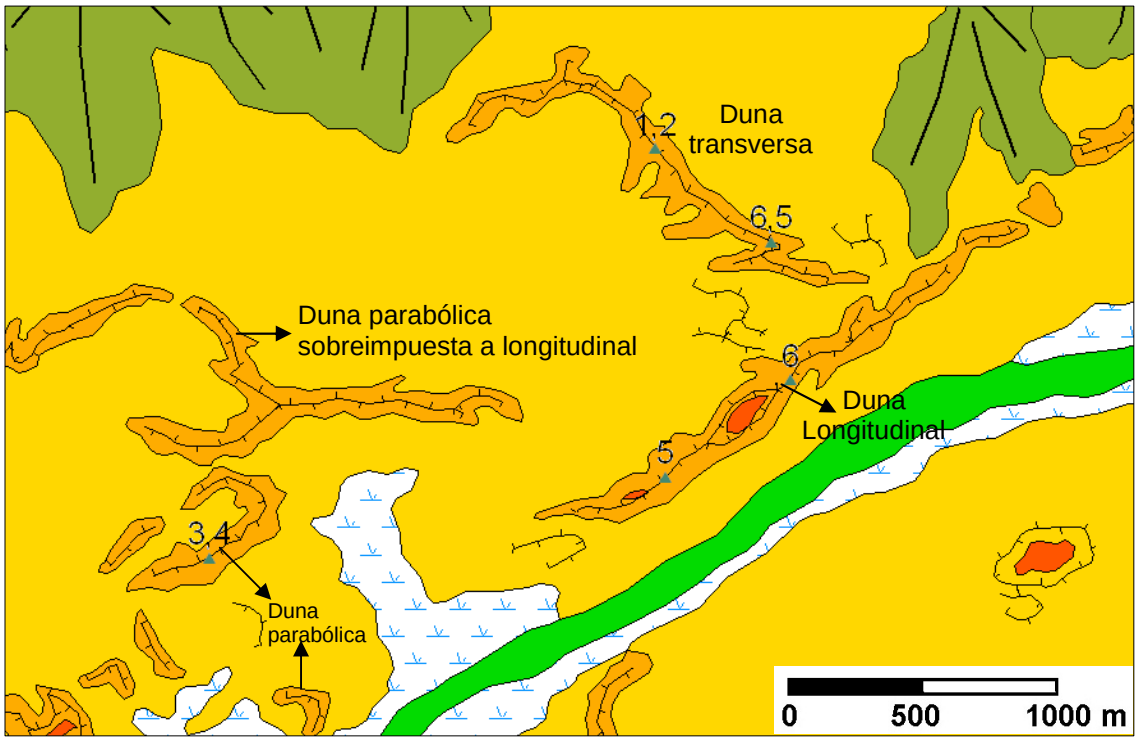


Figura 7.4: Conjunto de dunas limo-arcillosas en la zona del Toconar con las alturas principales en metros. Ver leyenda en el Anexo 2.

Las *dunas blowout* de deflación-acumulación de pequeñas dimensiones y formas parabólicas, muchas de ellas apenas cartografiables a escala 1:50.000, son junto con las dunas parabólicas de mayor tamaño, las formas más abundantes de la Llanura aluvial de San Juan. Suelen presentar una depresión de deflación ovalada rodeada parcialmente por una cresta de altura reducida (no más de 2-3 m) sobre el terreno circundante, y normalmente abierta en la dirección de entrada del viento dominante. En algunos casos presentan una cresta que se alarga en una determinada dirección, esto se debe a la migración de la arena en la dirección del viento prevalente, pasando entonces a llamarse dunas *blowout* alargadas, siendo su aspecto similar al de dunas parabólicas alargadas pero con dimensiones menores. Pueden observarse abundantemente en las proximidades del Charcón, al sur de Alcázar de San Juan (mapa geomorfológico del Anexo 3).

En la Llanura aluvial de San Juan también se han cartografiado formas con apariencia de dunas **transversas** y **longitudinales**. Estas dunas son las que presentan mayores alturas en sus crestas y también las mayores longitudes, sobre todo las longitudinales. Las transversas se disponen de forma perpendicular a los vientos occidentales y del suroeste, mientras que las longitudinales siguen una dirección paralela a estas dos direcciones. Estas formas de dunas tienen un origen o naturaleza dudosa ya que a menudo contienen brazos secundarios como en la zona del Cocedero de Las Dominas (figura 7.4: zona superior derecha), lo cual permite pensar en un origen parabólico una degradación-transformación posterior.

La duna **longitudinal** de mayor dimensión se encuentra entre Casas de la Blanca y Casas de Cristo Rey, alcanzando los 3200 m de longitud y una altura máxima de 8-9 m (Fig. 7.4: centro inferior). Otras dunas longitudinales de gran tamaño pueden observarse en las cercanías de Casas de Olivares y al este de la dehesa de Vista Alegre (Fig. 7.5: centro). Las mediciones de inclinaciones en los flancos de estas dunas proporcionan valores que no sobrepasan lo 6-7º y no presentan asimetría alguna.

En cuanto a las dunas **transversas**, la de mayor dimensión la encontramos en la zona de Monte Viejo (Fig. 7.4), con un cordón irregular con dirección principal noroeste-sureste de aproximadamente 1.5 km de longitud y que en su zona más septentrional sufre una inflexión hacia el suroeste. En esta zona se alcanzan una de las mayores cotas de la Llanura aluvial de San Juan (655 m) y una altura respecto el plano inferior de casi 12 m. Este cordón transverso presenta fuertes entrantes y salientes en su flanco oeste, el cual se presenta con una inclinación máxima de 8-10º frente a los 12-15º del flanco este. Esta asimetría de los flancos parece corroborar la hipótesis de que se

trata de una duna transversa generada por los vientos del suroeste. Los retoques posteriores en su flanco oeste en formas de pequeños surcos de deflación penetrativos parecen ser originados por vientos del oeste y suroeste.

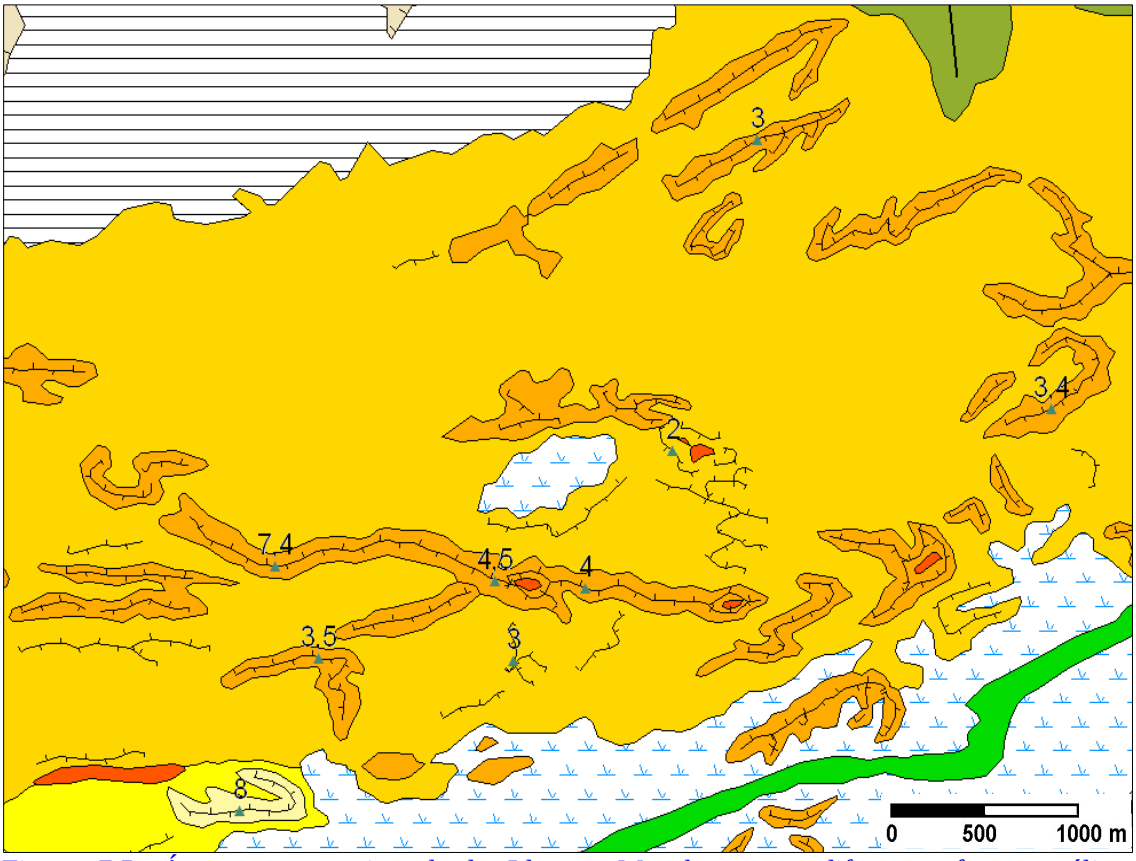


Figura 7.5: Área representativa de la Llanura Manchega con diferentes formas eólicas parabólicas, transversas y longitudinales con las alturas (m) más representativas en las crestas dunares. También se observan *blowouts* y cubetas de deflación en zonas de cresta. Ver la leyenda en el Anexo 2.

Las *dunas ovoides o en domo*, con un perfil longitudinal convexo y simétrico son muy poco frecuentes, pero fueron identificadas por Pérez-González (1982) al Sur de los Arenales de la Moscarda y entre Casas de Charcos y Casas de las Pilas (Hoja topográfica 739, Arenales de San Gregorio).

Las *dunas en estrella* que aparecen en este sector, son formas pequeñas, de escasa altura (1-3 m) y similares a colinas de cimas más o menos redondeada con brazos irregulares que irradian desde un punto central. Han sido identificadas al Sur de Alcázar de San Juan asociadas a formas cónicas, y al Este de Casas de Don Enrique (Campo de Criptana) asociadas a formas parabólicas, Pérez-González (1982b). Actualmente,

apenas se reconocen estas morfologías debido a las intensas labores de roturación con maquinaria agrícola pesada durante el último cuarto de siglo

A lo largo de la Llanura aluvial de San Juan, también se encuentran cordones arcillosos semejantes a ***lunettes*** que se sitúan a sotavento de las playas con sedimentación de arcillas, limos y sales. Las dunas arcillosas, asociadas a playas o sebkhas, también se llaman (Price, 1963 y 1968; Bowler, 1973).

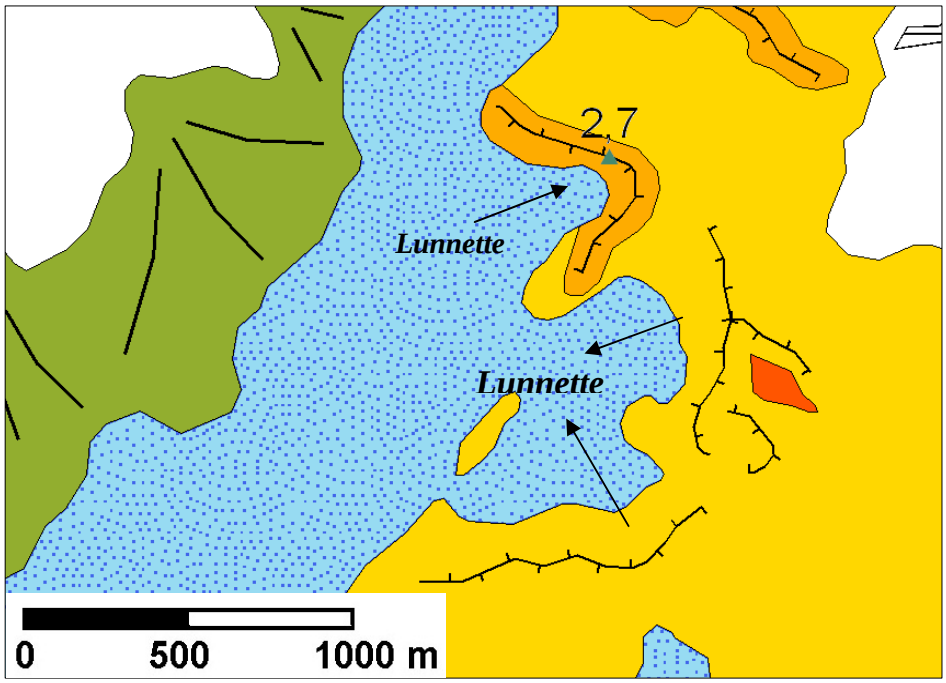


Figura 7.6: *Lunnettes* formados a sotavento de las Playas húmedas (actualmente desecadas) al suroeste de Alcázar de San Juan (Casas de Rus). Ver leyenda en el Anexo 2.

Los ***lunettes*** se observan principalmente en la parte occidental de la Llanura aluvial de San Juan a sotavento de las playas formadas por el Cigüela y en las proximidades de la laguna de Cerro mesado (Fig. 7.6). Estos cordones destacan en forma de elevaciones cuyo color rosa-pardo-anaranjado se distingue fácilmente de los tonos grises de las playas que bordean (Fig. 14.6). Las crestas de estas dunas tienden a seguir una dirección suroeste-noreste de manera ligeramente sinuosa con longitudes de hasta 1700 m, adaptándose a pequeñas áreas de deflación y con alturas comprendidas entre los 2 y 4 m. Los flancos presentan pendientes similares y con inclinaciones máximas de 5-6º. A veces, estas crestas forman amplias curvas con la parte interior mirando hacia el oeste, a semejanza de los *lunnetes* asociados a *pans* que se han observado y descrito en África, Australia y Norteamérica (Goudie y Wells, 1995;

Holliday, 1997), este es el caso del cordón formado en las cercanías de Casas de Rus (Fig 7.5).

En cuanto a las **dunas trapadoras**, al sur de Casas de Cuaco existe un manto limo-arcilloso que asciende por la cara noroccidental de un pequeño cerro estructural formando una serie de crestas irregulares que podrían tratarse de pequeñas dunas trepadoras (climbing dunes).

Finalmente, en las playas secas de la Llanura aluvial de San Juan aparecen pequeñas dunas *blowouts* y alineaciones de dunas con dimensiones reducidas pero que denotan una formación reciente.

7.3.3.1.2. Formas de deflación eólica

En los campos de dunas de la **Llanura de San Juan**, los surcos de deflación aparecen fundamentalmente asociados a los sistemas *de blowouts* de deflación-acumulación, aunque también existen cubetas excavadas en los mantos eólicos de los espacios interdunares sin depósitos a sotavento, e incluso, en las crestas de las dunas. Las cubetas de deflación asociadas a sistemas de *blowouts* suelen ser ovaladas y con su eje mayor orientado según las direcciones de los vientos principales del oeste o suroeste, aunque a veces también se presentan con formas irregulares. Sus dimensiones son variables y algunas apenas cartografiables, pero la mayoría tienen ejes mayores que oscilan entre los 70 y 130 m y ejes menores entre los 25 y 60 m. Sus flancos internos tienen una inclinación máxima de 4º o 5 º que apenas varía con la orientación. Los fondos suelen ser hondonadas de pequeñas dimensiones situadas a una profundidad de 1-1.5 m y a menudo contienen arcillas y materia orgánica que revela la existencia de encharcamientos temporales. En la zona de El Charcón (mapa geomorfológico del Anexo 3), al sur de Alcázar de San Juan, se pueden observar numeroso de surcos de deflación y cordones dunares asociadas a ellos.

También se ha observado un fondo de laguna temporal que tiene una longitud de unos 875 m según la dirección suroeste-noreste y una anchura máxima de 300 m, esta depresión en la zona de Casas de Peribáñez, se encuentra rodeada por un cordón de dunas arcillosas hacia el norte, sur y este, por lo que sería similar a los típicos *pan* formados en zonas áridas (Goudie y Wells, 1995). La acumulación de materiales arcillosos a sotavento de esta depresión de deflación, habría creado una especie de *lunette* muy cerrado y actualmente bastante degradado (Fig. 7.7). Destaca también, por su posible origen mixto a partir de procesos lacustres y de deflación eólica, la laguna

temporal de Cerro Mesado, al suroeste de Alcázar de San Juan, con forma alargada en la dirección suroeste-noreste y rodeada por cordones de dunas arcillosas.

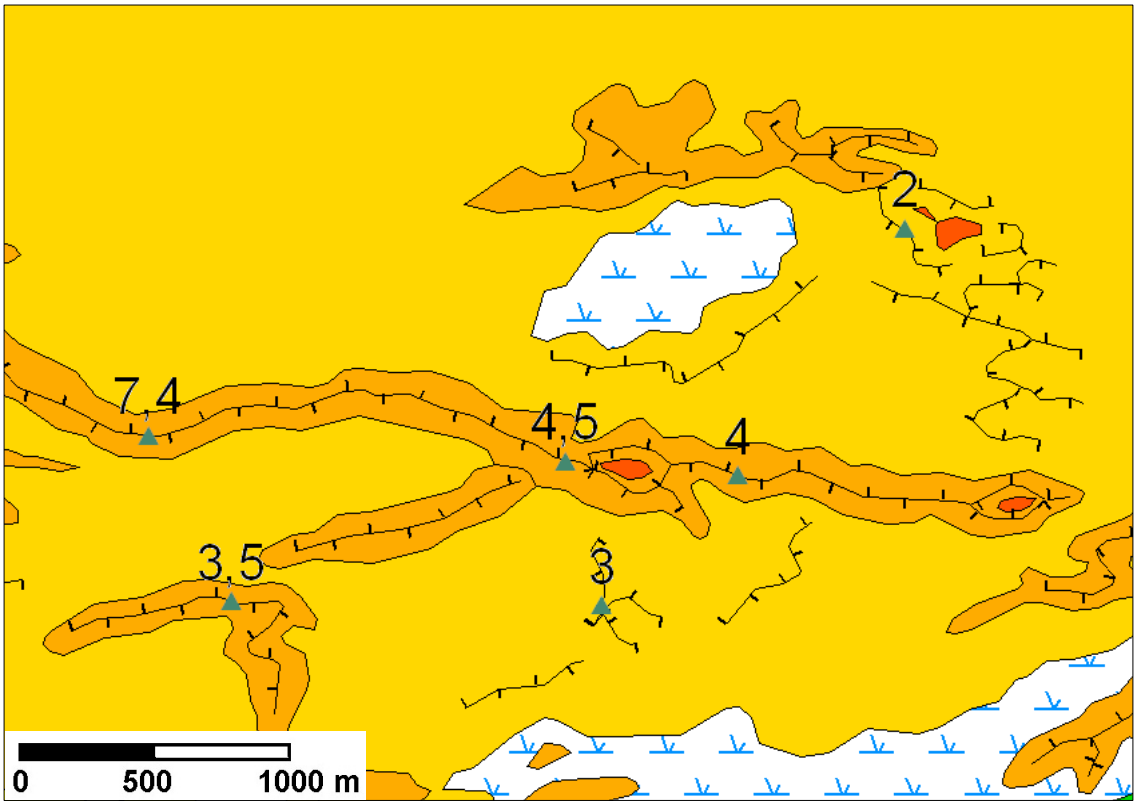


Figura 7.7: Zona de Casas de Peribáñez. Destacan el *pan* alargado hacia el noreste y la gran duna longitudinal del centro de la imagen. También resaltan los grandes *blowouts* sobre la cresta de la duna longitudinal. Alturas de dunas en metros (m). Ver leyenda en el Anexo 2.

Otros surcos de deflación ovalados se encuentran sobre dunas longitudinales y transversas. Se trata también de surcos ovalados que se sitúan sobre las crestas o los flancos. En el caso de las longitudinales, se suelen encontrar sobre las crestas produciendo bifurcaciones de las mismas y con el eje mayor paralelo a la dirección de estiramiento de la duna. Por el contrario, en las transversas su eje mayor es perpendicular a la cresta y se suelen situar en el flanco a barlovento produciendo curvaturas en la cresta principal. Se han medido grandes cubetas de deflación en las dunas longitudinales y sus ejes mayores oscilan entre los 150-300 m mientras que los menores (perpendiculares a los primeros) miden entre los 65 y 180 m; las inclinaciones de sus flancos son similares en todas las direcciones, del orden de 7-8º y la profundidad media oscila entre los 1,5-2 m. Otros surcos de menor tamaño se distribuyen indistintamente por los flancos y crestas de estas dunas, sus ejes mayores suelen medir unos 18 m y 4m los ejes menores. Casi todas las cubetas tienen fondos con señales de encharcamiento temporal.

7.3.3.2. El sector de San Clemente

7.3.3.2.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica

El único campo de dunas existente, está formado por una serie de dunas irregulares que se han desarrollado sobre las terrazas bajas del Sistema fluvial del río Rus (Fig. 7.8). Se nos presentan formando una serie de crestas de cimas redondeadas y flancos suaves con inclinaciones medias de 10º y que nunca suelen sobrepasar los 12º. Hay una serie de crestas paralelas entre sí según una dirección este-oeste, pero otras se entrecruzan a menudo con las anteriores de forma aleatoria. En general estas dunas se levantan unos 3 o 4 m sobre los espacios interdunares, aunque a menudo las máximas alturas de las crestas superan los 4 m, habiéndose medido la mayor altura al sur de Casas de Hachero con unos 5.3 m. Las crestas paralelas entre sí aparecen en la parte central del depósito y se diluyen en el manto eólico a medida que avanzamos hacia el oeste; estas crestas, están separadas entre sí por una serie de depresiones interdunares que muy bien podrían ser producto de la deflación causada por los vientos occidentales. Debido a la degradación de las crestas, no hay una asimetría clara en las crestas dunares que nos indique una cara a barlovento o sotavento.

Es difícil determinar el origen para esta mancha eólica debido a la irregularidad de las dunas y a la ausencia de cortes que muestren unas estructuras sedimentarias con criterios claros de polaridad en el transporte. Nuestra hipótesis es que la deflación sobre las terrazas del río Rus por parte de vientos procedentes del suroeste formó un depósito inicial que posteriormente fue retocado por vientos predominantes del oeste, que dejaron su huella en forma de depresiones y crestas paralelas a la dirección E-O, al tiempo que se conservaban parte de las formas originales.

7.3.3.2.2. Formas de deflación eólica

En cuanto a las formas de deflación, en el **sector de San Clemente** se observan una serie de surcos de deflación que se alargan en la dirección este-oeste y que separan a intervalos más o menos regulares una serie de crestas paralelas entre sí (Fig. 7.7:centro). Estos surcos tienen longitudes máximas entre 80 y 260 m y unas anchuras entre 18 y 60 m con profundidades medias de 1.5-2 m. La génesis de estos surcos se debe a la acción de los vientos occidentales con posterioridad a la formación del depósito eólico original. Otras depresiones de este sector, de gran tamaño y de formas irregulares o muy alargadas, tienen un origen dudoso. Nuestra hipótesis es que algunas de estas depresiones se han formado por la acción conjunta de procesos kársticos y de

deflación eólica, mientras que otras serían formas kársticas tapizadas por mantos eólicos o incluso originadas con posterioridad a la deposición de las arenas (karst infrayacente).

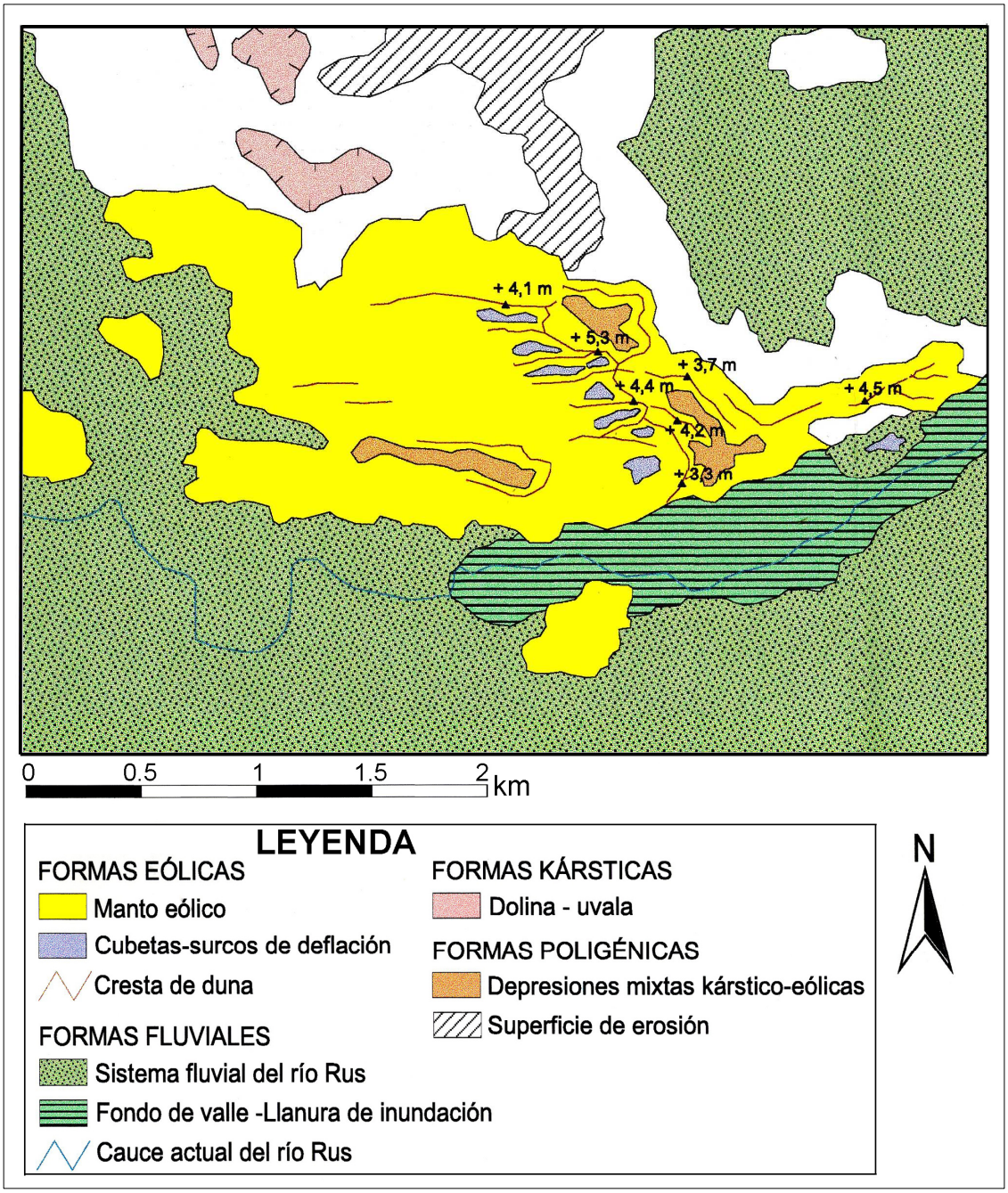


Figura 7.8: Detalle de la cartografía geomorfológica del campo de dunas del sector de San Clemente (Llanura Manchega). Se aprecian grandes depresiones mixtas eólico-kársticas rodeadas entre el manto eólico y las crestas de dunas. También se pueden observar una serie de depresiones de deflación más o menos paralelas entre sí y con dirección oeste-este.

7.3.3.3. EL corredor "Casas de Los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar"

7.3.3.3.1. Descripción General. Formas de acumulación eólica

Este corredor está concentrado en una estrecha franja de más de 40 km de longitud (mapa geomorfológico del Anexo 4) y contiene un sistema de dunas fundamentalmente parabólicas, aunque también existen algunas formas longitudinales que podrían ser en realidad segmentos desconectados de cuerpos parabólicos (Fig. 7.9). Siguiendo la propuesta de Pérez-González (1982b), se ha clasificado el sistema dunar en tres fases principales sobre la base de criterios morfológicos y de superposición entre los distintos cuerpos dunares, lo cual es posible apreciar claramente en esta zona al contrario que en otras de la Llanura Manchega.

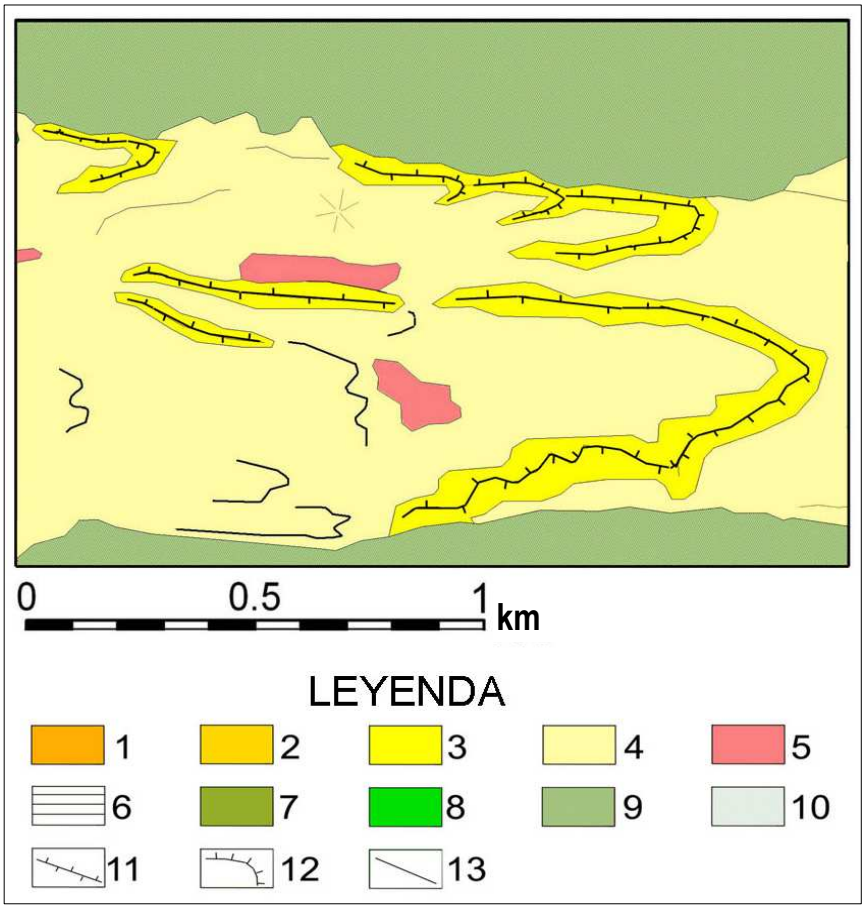


Figura 7.9: Área representativas de la Llanura Manchega con formas eólicas en el corredor Casas de los Pinos-Río Júcar. Leyenda: 1-Dunas arcillosas; 2- Manto eólico y áreas interdunares entre dunas arcillosas; 3-Dunas arenosas; 4-Manto eólico arenosos y zonas interdunares; 5-*Blowouts* y surcos de deflación; 6-Superficie estructural; 7-Depósitos de abanico aluvial; 8-Llanura de inundación y fondos de valle del río Záncara; 9-Depósitos aluviales del río Júcar (Terrazas); 10-Playas secas-húmedas y lagunas; 11-Cresta dunar; 12-Cresta dunar con indicación de la cara de avalancha. 13-Crestas indiferenciadas de dunas y *blowouts*.

La primera fase está formada por dunas parabólicas del tipo alargadas o *elongate parabolic* (Smith, 1965; Mckee, 1979; Pye, 1993) y aparecen fundamentalmente al oeste de Casas de los Pinos y al este de Casas de Haro. En planta tienen el aspecto de dunas parabólicas con los brazos prácticamente subparalelos, más o menos simétricos y alargados y que por evolución pueden transformarse en dunas longitudinales como pasa en algunos puntos de la zona estudiada. Se trata de grandes dunas, con brazos de hasta 2000 m y con distancias entre ellos que pueden alcanzar los 500 m. La anchura media de sus brazos es de 130 m, pero oscila entre los 40 m y los 250 m de los más grandes. Apenas alcanzan alturas superiores a los 2 m, sus flancos tienen poca inclinación (6-7º) y las narices suelen estar muy degradadas habiendo desaparecido casi por completo en algunos casos, mientras que en otros, se estiran considerablemente en el sentido del viento efectivo llegando hasta los 300 m de longitud. Estas dunas de la primera fase están arrasadas y sus crestas prácticamente han desaparecido por la erosión eólica, apareciendo en su lugar formas secundarias de deflación de dimensión variable y con los ejes mayores paralelos a la dirección este-oeste.

La segunda fase está también formada fundamentalmente por dunas parabólicas con dimensiones menores que las de la primera fase pero mejor conservadas. Estas dunas suelen tener formas de V y U, estas últimas de tendencia alargada (Fig. 7.9), pudiendo sobreimponerse a las dunas de la primera fase. Sus brazos llegan como mucho a los 1500 m de largo y sus anchuras oscilan entre los 20 y 200 m midiendo en general unos 90 m. Las narices suelen tener una longitud similar a la anchura de los brazos aunque en algunos casos es superior, llegando hasta los 300 m. Los brazos sur de las dunas son normalmente más cortos y suelen estar retocados por vientos secundarios por lo que podemos hablar de dunas claramente asimétricas.

Las crestas de las dunas suelen sobrepasar los 3 m de altura llegando en algunos puntos hasta los 5-6 m y tienen un perfil más agudo que las de la primera fase, aunque también están rebajadas y retrabajadas por numerosos surcos de deflación.

Las inclinaciones máximas medidas en los flancos de los brazos son las mayores de todo la Llanura Manchega, normalmente sobrepasan los 15º y pueden incluso llegar a los 35º. Con frecuencia se produce una asimetría entre los flancos que miran hacia el interior de las dunas y los que dan al exterior, siendo estos últimos de menor inclinación y tendidos que los interiores, los cuales suelen presentar mayores inclinaciones, mientras que la zona de cresta se encuentra normalmente aplanada. Los flancos interiores de las narices también están más inclinados que los exteriores.

En ciertas ocasiones, aflora el sustrato en los corredores de deflación, sobre todo en las proximidades de la nariz por lo que podrían considerarse como *blowouts* que apenas han prosperado al encontrarse con un duro sustrato de gravas o calizas. Los vientos generadores de estas dunas han sido los del oeste, pero han sufrido fuertes retoques por vientos de componente suroeste que han degradado sobre todo las brazo al sur de las dunas y también han dejado su huella en forma de surcos de deflación ovalados con los ejes mayores paralelos a la dirección suroeste-noreste.

Se han incluido dentro de esta segunda fase retazos de dunas longitudinales ya que presentan características morfológicas similares a los brazos de las dunas parabólicas. Estas formas longitudinales son relativamente altas (3-5 m), presentan crestas definidas y sus flancos tienen pendientes bastante inclinadas. La mayor de todas ellas, al este de Casas de Haro, tiene un trazado irregular con una longitud total de 1.3 km estirándose en la dirección OSO-ENE con tendencia a converger con otras dunas longitudinales en su extremo este.

También, se ha incluido en esta fase una formación dunar cartografiada al noroeste de Casas de Los Pinos y que posé varias ramas de distinta longitud y anchura. En base a la clasificación sobre dunas parabólicas de Pye (1993), esta forma podría tratarse de una duna parabólica compuesta.

La tercera fase y más reciente, casi no es perceptible en campo y sólo se observa en los extremos occidental y oriental del corredor arenoso. Está formada por unos pequeños cordones arenosos de 1 a 2 m de alto y de 10 a 15 m de ancho que destacan del manto eólico sobre el que se han formado, pareciendo de génesis muy recientes. En la parte oriental del corredor suelen ser filiformes y con brazos alargados en la dirección oeste-este, mientras que en la zona más occidental se presentan formando crestas en media luna (cóncavas hacia el oeste) que parecen avanzar unas sobre las otras cuando no están aisladas (mapa geomorfológico del Anexo 4: zona occidental del corredor).

Finalmente, en este sector, se han cartografiado algunas zonas con dunas irregulares y también existen formaciones arenosas condicionadas por la topografía como son las dunas de caída (*falling dunes*) y las dunas trepadoras (*climbing dunes*) que tapizan las laderas de la margen derecha del río Júcar. Es curioso observar como la parte superior de las dunas en cascada a su vez parecen pertenecer a la nariz de un gran cuerpo parabólico de la primera fase con una anchura de casi 1 km y una longitud de hasta 3 km (mapa geomorfológico del Anexo 4: extremo oriental del corredor).

7.3.3.3.2. Formas de deflación eólica

En este corredor de arenas eólicas, la acción del viento sobre las dunas parabólicas de la **primera fase**, ha originado surcos de deflación, sobre las crestas, los flancos y sobre todo en sus narices. En los flancos y crestas estos surcos son profundos (1-1,5 m de profundidad media) y alargados en el sentido este o este-noreste, con longitudes habituales entre 70-80 m, anchuras de 25-30 m y paredes con pendientes de máxima inclinación en el sentido de los ejes menores (6-7º) y con menor ángulo (3-4º) en la dirección a favor del viento (eje mayor). Las cubetas, se suelen situar a barlovento en los flancos de brazos o narices, es decir mirando hacia el suroeste o el sureste. Por otro lado, algunas narices muy arrasadas por la deflación eólica, tienen grupos de surcos alargados y estrechos según la dirección este-oeste (casi ninguno cartografiable) con extremos en forma de huso y que están separados entre si por pequeñas crestas dispuestas a intervalos regulares. Estos surcos de unos 50 m de longitud y anchuras de 10-15 m tienen una profundidad máxima de 1.5 metros y sus fondos son también muy estrechos. Además, los flancos interiores presentan las inclinaciones máximas en la dirección perpendicular al eje mayor.

Figura 7.10: Pavimento de deflación con numerosos ventifactos sobre el sistema aluvial del Júcar.

En las dunas de la **segunda fase** del corredor, destacan unos surcos de deflación ovalados de grandes dimensiones que alcanzan hasta los 900 m de longitud (dirección este-oeste) y anchuras máximas del orden de 135 m. Estas cubetas se han formado sobre los brazos de las formaciones parabólicas, hasta el punto de que en ciertas ocasiones desdibujan casi por completo la morfología original de la duna. Tienen unos fondos amplios y planos con profundidades de 3-4 m y sus flancos internos alcanzan inclinaciones de hasta 30º en la dirección paralela al eje menor (perpendicular al viento) y se van suavizando en la dirección del máximo estiramiento (10-20º). Estos surcos se estrechan progresivamente a medida que nos aproximamos a la parte más occidental de la duna, mientras que su parte trasera suele ser más ancha y a veces se observa en ella un campo de dunas irregulares. La elevada energía del viento que excavó la cubeta ha hecho aflorar el sustrato sobre el que se apoya la duna en algunos casos. Sus morfologías permiten deducir que los vientos que han predominado en su formación son los del oeste y suroeste. En algunas zonas como La Risca, los surcos de deflación han llegado a reactivar las narices de las dunas parabólicas de la **2ª fase**, formándose una serie de repliegues en las narices originales. En las dunas parabólicas más degradadas de la **2ª fase**, estos profundos surcos de deflación parecen reactivar los brazos, generando sobre ellos alguna duna parabólica secundaria que crece a partir del corredor interior formado por el surco.

También, existen numerosos ***pavimentos de deflación*** a lo largo de este sector (Fig. 7.10), que podrían clasificarse como desiertos pedregosos o *regs*. Estos pavimentos eólicos se han desarrollado sobre el Sistema aluvial del río Júcar y consisten en una superficie de cantos en los que ha desaparecido casi por completo la matriz arenosa hasta los primeros centímetros de profundidad (Fig. 7.10). Se observan en las proximidades de los mantos eólicos y también dentro de ellos a modo de enormes corredores de deflación. Debido al intenso laboreo agrícola, no se aprecia la acción abrasiva del viento en el modelado de los cantos según direcciones preferentes, pero si se observan algunos con caras facetadas muy pulidas (ventifactos) y barnices del desierto de color marrón oscuro. Estos pavimentos de deflación también se han encontrado en otros ámbitos de la Llanura Manchega como abanicos aluviales e incluso glacis de acumulación.

7.4. PALEOVIENTOS CONSTRUCTORES DE LA LLANURA MANCHEGA

Los vientos principales que intervinieron en la construcción dunar han podido ser deducidos a partir de las morfologías eólicas en aquellas formas mejor conservadas y que han sido cartografiadas. Las cartografías de las formas dunares incorporadas en formato digital a un Sistema de Información Geográfica, permitieron aplicar la técnica expuesta en el capítulo 3 (Apdo. 3.8), de manera que se procedió a la medición y registro en la base de datos asociada a las formas dunares de los ángulos que forman la dirección de los vientos constructores con el norte geográfico. El resultado de los análisis estadísticos posteriores puede apreciarse resumido en la tabla 7.2 y en la figura 7.11.

Paleovientos	Total (112)	San Juan (57)	S. Clemente (14)	Corredor - Júcar (41)
S-SO	2.7 %	5.2 %		
SO	5.4 %	8.7 %	7.7 %	
O-SO	23.4 %	30 %	23 %	14 %
O	47 %	35 %	46.3 %	64 %
NO	21.5 %	21.1 %	22 %	22 %

Tabla 7.2: Resumen de las frecuencias de paleovientos constructores de las dunas de la Llanura Manchega, para el total de la zona y para cada uno de los sectores estudiados. Entre paréntesis, el número de dunas con ángulos registrados de dirección-sentido de paleovientos en función de sus morfologías.

Entre los principales paleovientos constructores que han formado dunas en la Llanura Manchega destacan los de componente oeste, oeste-suroeste y noroeste con una frecuencia del 47, 23.4 y 21.5 % respectivamente, es decir, similares a los predominantes hoy en día. También, se observa como el predominio de los vientos varía a medida que nos desplazamos hacia la zona oriental de la Llanura Manchega donde van ganando importancia progresivamente los vientos de componete oeste y noroeste frente a la componente sur-suroeste y suroeste, tal y como se puede apreciar en el corredor de Casas de Haro-Río Júcar, donde la componente oeste alcanza una frecuencia del 64 %. Este progresivo predominio de los vientos de componente oeste y noroeste puede deberse al un efecto de canalización del viento entre los relieves Mesozoicos y Terciarios del norte (Sierra de Altomira y meseta de Alarcón) y el Campo de Montiel al sur.

Las dunas en estrella no se han tenido en cuenta a la hora de realizar el análisis estadístico sobre los paleovientos ya que son muy escasas y estarían indicando breves períodos de tiempo con fuerte variabilidad en la dirección de los vientos constructores o dominantes.

Estas direcciones de paleovientos constructores son congruentes con las observadas en las formas de deflación eólica presentes en la Llanura Manchega, aunque entre en los paleovientos generadores de estas morfologías hay un aparente predominio de los de dirección oeste y suroeste, mientras que los de componente noroeste apenas están representados.

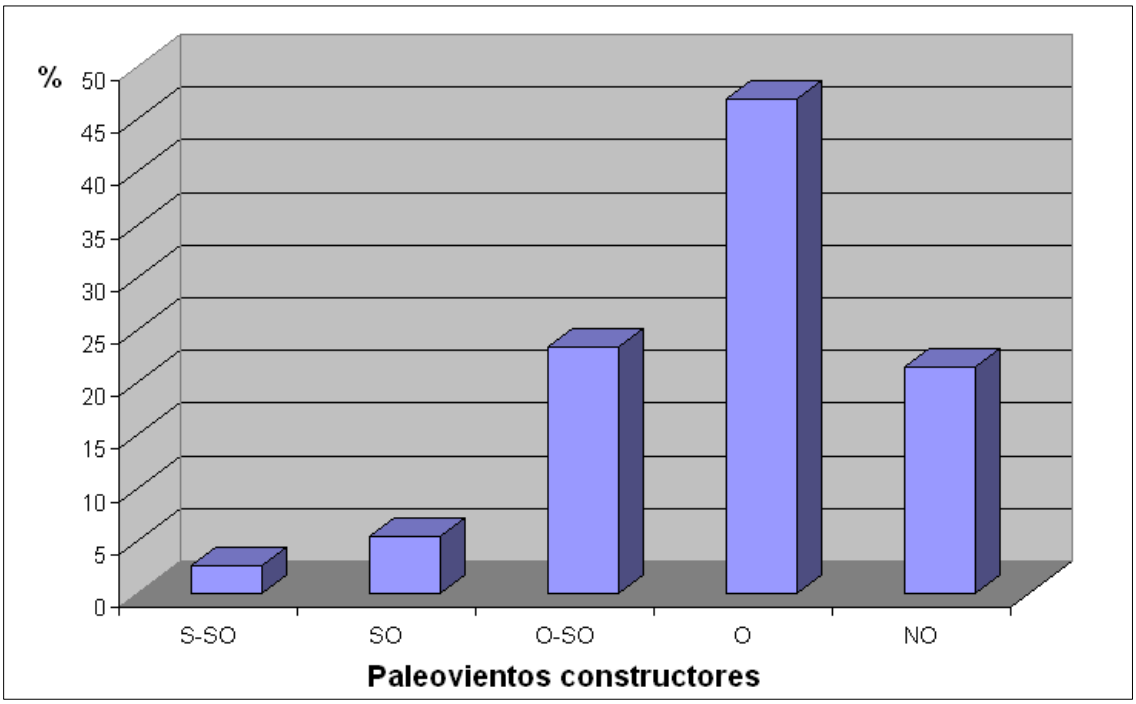
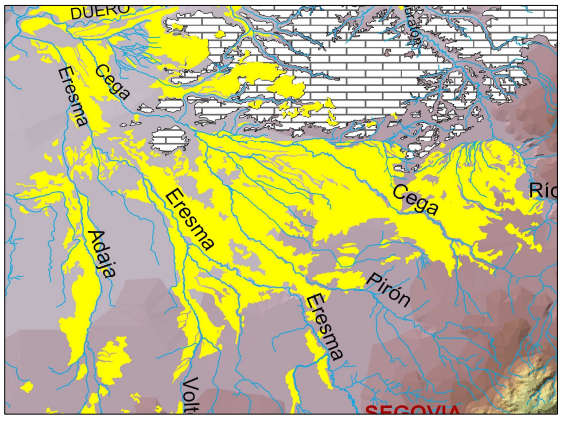


Figura 7.11: Frecuencias de los paleovientos constructores de las formas dunares de la Llanura Manchega con morfologías bien conservadas. S-SO: Sur-suroeste, SO: Suroeste, O-SO: oeste-suroeste, O: oeste, NO: oeste-noroeste y noroeste.

Un hecho a tener en cuenta en este tipo de análisis, es que estos están basados en formas dunares conservadas hasta la actualidad, por lo que hay que ser conscientes de que en el pasado pudo haber otros vientos con direcciones e intensidades distintas que produjeron fundamentalmente procesos erosivos que no han dejado huella, así como depósitos dunares posteriormente modificados o retocados por vientos diferentes.

Por otro lado, los paleovientos responsables de la formación de dunas no han podido ser corroborados a través de observaciones en las estructuras sedimentarias internas de los depósitos eólicos, debido a la escasez de afloramientos en la Llanura Manchega que permitan hacer este tipo de observaciones.

8. El Sistema Eólico de Tierra de Pinares



8.1. MARCO GEOGRÁFICO GENERAL DE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS EN LA CUENCA DEL DUERO

Los depósitos eólicos de la Cuenca del Duero se encuentran fundamentalmente a lo largo de las actuales provincias de Ávila, Segovia y Valladolid, siendo la expresión cartográfica de los mismos una forma triangular con el lado mayor alargado en la dirección suroeste-noreste (Fig. 8.1).

Estos arenales recubren tanto las zonas de campiña como los altos páramos del interior de la cuenca así como las rampas que unen las tierras bajas con estas altiplanicies, siendo la zona con mayor extensión de depósitos eólicos las campiñas al sur del páramo de Cuéllar en la comarca natural de Tierra de Pinares, la cual toma este nombre por la presencia más o menos continua de una masa forestal de pino resinero (*Pinus pinaster*) y en menor medida de pino piñonero (*Pinus pinea*). Así, se extienden por lo que se ha dado en denominar como el "gran arenal de Castilla" y que no es exclusivo de las tierras segovianas, ya que por el norte llegan hasta el valle del río Duero, alcanzando hacia el este la confluencia con el río Duratón en Peñafiel, mientras que por el oeste, se extienden desde el Pinar de la Nava en el margen izquierdo del río Duero (suroeste de Tordesillas) hasta San Pedro del Arroyo en el sur (provincia de Ávila), donde se encuentran arenales muy dispersos y de escasa entidad.

Los sectores septentrional y occidental presentan algunas diferencias respecto la Tierra de Pinares propiamente dicha, ya que en los aledaños del río Duero, las acumulaciones de arena sólo aparecen asociadas a la llanura de inundación y terrazas más bajas, en forma de tiras alargadas pero no demasiado dispersas o aisladas entre sí, una de ellas, entre Tudela de Duero y Peñafiel en el margen meridional del río Duero, mientras que en la zona occidental (Madrigal de las Altas Torres y Tierras de Medina) se presentan manchas de arena muy dispersas y alejadas entre sí. Únicamente, al norte de Olmedo y en contacto con el Páramo de Cuéllar-Peñafiel, las acumulaciones de arena presentan mayor continuidad y espesor, tapizando tanto las cuestas del páramo como las altiplanicies de calizas miocenas-pliocenas como ocurre en las proximidades de Portillo, La Parrilla y Montemayor de Pililla. En este último sector sur de la provincia de Valladolid, al que también se ha denominado "Tierra de Pinares Vallisoletana", las manchas eólicas y los pinares asociados a ellas son más escasos, en comparación con la denominada "Tierra de Pinares Segoviana" situada entre el borde meridional del Páramo de Cuéllar y el norte del Macizo de Sta. María La Real de Nieva, donde los

pinares tienen gran continuidad y ocupan cientos de km^2 a lo largo de más de la mitad de los términos municipales.

Por otro lado, en la zona centro-occidental destaca la forma alargada de arenales y pinares a lo largo del margen izquierdo del río Adaja y alrededor de la ciudad de Arévalo, mientras que en otras partes, al igual que pasa en el sector de Valladolid, el resto de pinares son isleos que carecen de suficiente entidad como para definir la fisonomía de las comarcas, por lo que en estas, han predominado las denominaciones como la de Tierra de Arévalo, Tierra de Medina o de Olmedo.

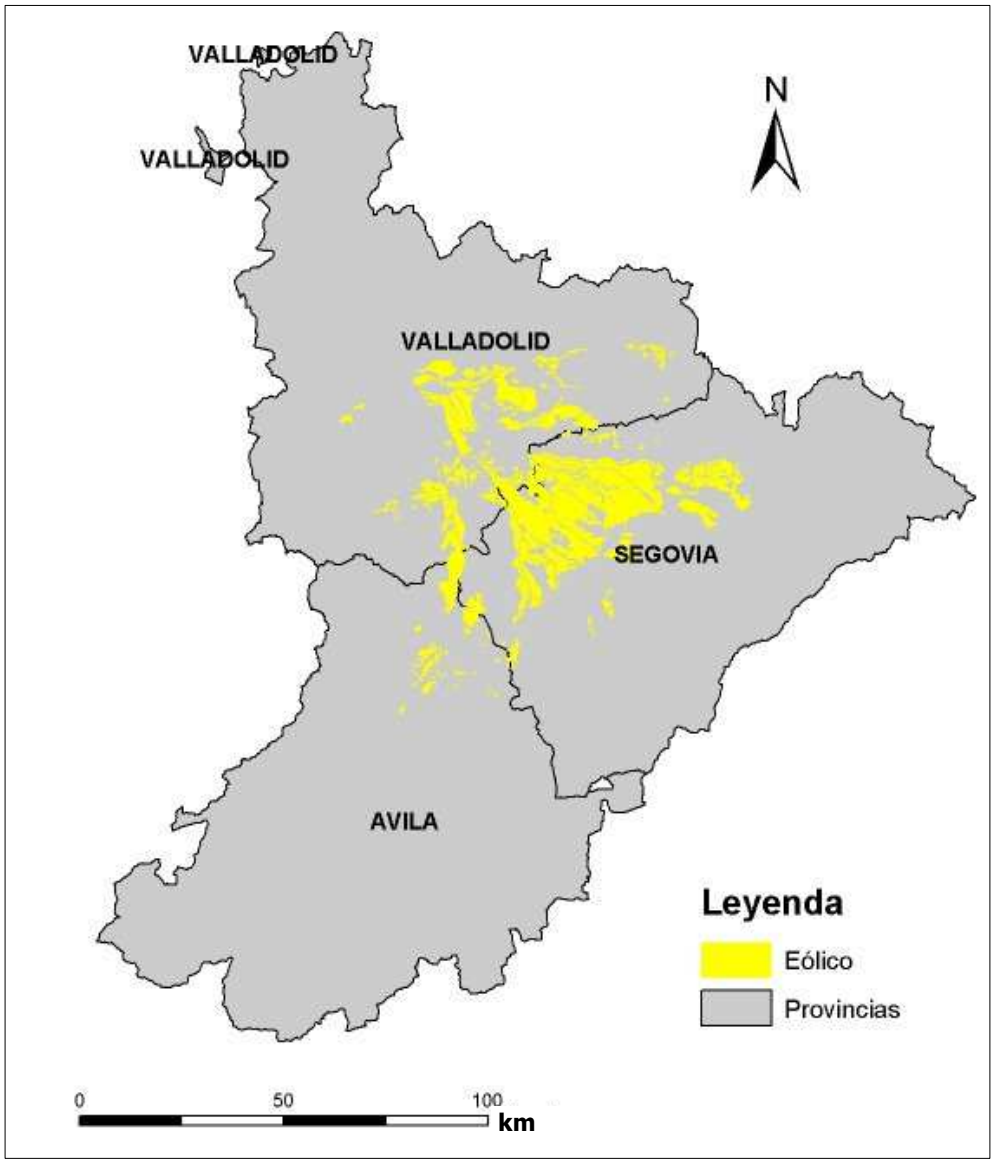


Figura 8.1: Distribución de los depósitos eólicos a lo largo de las provincias de Ávila, Valladolid y Segovia.

A esta diferencia en el recubrimiento de arenas eólicas, se une la diferencia entre la vegetación, así al oeste del relieve aluvial invertido que discurre de Olmedo a Adanero, con excepción de repoblaciones recientes, domina el pino Albar o piñonero (*Pinus Pinea*), mientras que hacia el este, en la Tierra de Pinares *sensu extricto*, predomina el pino Negral o resinero (*Pinus Pinaster*). La diferencia en la vegetación no se debe a variaciones climáticas apreciables entre ambos sectores, pero si como indican Calonge (1987) y García Fernandez (2004), a la acción antrópica que ha tenido una gran influenza en su diferenciación, ya que, aunque en el pasado hubo una mayor heterogeneidad y complejidad de las masas arbóreas de estas zonas, su explotación en el transcurso de los siglos les ha conferido una mayor homogeneidad.

Finalmente, a pesar de que el borde suroriental de los depósitos eólicos lo marca el macizo de Santa María la Real de Nieva, esto no impide que existan manchas de arenas eólicas al sur de este macizo aunque de extensión muy limitada.

8.2. CONTEXTO GEOLÓGICO Y GEOMORFOLÓGICO DE TIERRA DE PINARES

8.2.1. La zona de estudio en el contexto geológico de la Cuenca del Duero

La zona de estudio en Tierra de Pinares se localiza en sureste de la cuenca terciaria de Duero, a su vez situada en el borde oriental del Macizo Ibérico, y que con una extensión de de 50.000 km^2 se trata de la mayor de las tres grandes cuencas interiores de la Península Ibérica. Esta cuenca forma parte del territorio de Castilla y León y únicamente una parte insignificante de sus prolongaciones suroccidental y suroriental, la fosa de Ciudad Rodrigo y la Cuenca de Almazán, pertenecen a Portugal y Aragón respectivamente.

Se trata de una depresión intraplaca rellena de materiales sedimentados en ambiente continental principalmente endorreico (fluvial y lacustre) que se encuentra rodeada de cadenas montañosas de características muy diferentes que han influido notablemente en su configuración.

La depresión se ha originado como resultado de la estructuración y levantamiento alpino de la cordillera Cantábrica al norte, la cordillera Ibérica al este y el Sistema Central al sur, que han actuado como bordes activos y frente a los que se ha comportado como cuenca de antepaís. Por el contrario, su borde occidental de tipo pasivo no tiene relieves significativos y se corresponde con la penillanura Zamorano-Salmantina formada sobre el basamento Varisco que se hunde progresivamente hacia el este.

El volumen principal de relleno de la cuenca habría sido suministrado por los bordes activos, al tiempo que condicionaban la geometría de la misma produciendo una distribución de facies concéntrica, con abanicos aluviales en la periferia y ambientes palustres-lacustres en las zonas interiores.

Esta depresión Terciaria, se habría mantenido en condiciones endorreicas hasta el Mioceno Superior, pasando a condiciones exorreicas cuando la red fluvial Atlántica, en su acción remontante, sobrepasó el macizo Ibérico, alcanzando los materiales del relleno terciario e iniciando una morfogénesis fluvial erosiva que ha producido el vaciado de la Cuenca (Martín-Serrano, 1988).

8.2.1.1. Etapas del relleno sedimentario y evolución de la cuenca en el área de estudio

En la meseta Norte, la fase compresiva de la orogenia Alpina, en la que van a tener una gran relevancia los accidentes tardi-Hercínicos, se inicia a finales del Cretácico Superior, dando lugar al desarrollo de la gran depresión del Duero y sus rebordes montañosos. Así, en las diferentes zonas de la cuenca, tienen lugar distintas respuestas tectónico-estructurales a la deformación alpina, lo cual, quedará reflejado en las características particulares del relleno sedimentario en la zona de estudio, cuyas principales etapas se exponen a continuación.

Cretácico Superior y límite con Paleoceno

En el área de estudio y zonas limítrofes, sobre los depósitos marinos del Cretácico superior del se sitúa en discordancia una secuencia continental aluvial y lacustre. Los depósitos aluviales, representados por una serie roja, procederían de la erosión del manto de alteración de un macizo antiguo. Sobre ellos, se encuentra una unidad carbonatada lacustre con un paleosuelo a techo de gran espesor que contiene huevos y huesos de dinosaurios, gasterópodos, caráceas y otro contenido paleontológico que permite atribuir esta unidad al Cretácico Superior (Pol, 1985).

Terciario. Paleógeno-Mioceno inferior

Durante esta etapa el relleno y evolución de la cuenca se caracteriza por la existencia de importantes discontinuidades en los límites inferior y superior, la última relacionada con la fase tectónica Neocastellana.

La deposición tuvo lugar en una gran variedad de ambientes continentales, dando lugar a grandes secuencias proximales (aluviales) y distales (lacustres) que reflejan los levantamientos y erosión de los relieves que rodean la depresión. En la base de las sucesivas secuencias, aparecen cada vez sedimentos más gruesos que definen una tendencia general granocreciente. La composición del depósito dependerá del borde del que proceda el material y del nivel de erosión de cada secuencia, distribuyéndose los materiales a través de sistemas aluviales que van desde el borde hacia el centro de la cuenca.

Se han establecido cuatro secuencias o unidades tecto-sedimentarias, la primera atribuida al Paleoceno-Eoceno y la última al Oligoceno-Mioceno Inferior, con espesores del orden de 200-300 m en el sector central, culminando estas unidades tecto-

sedimentarias con sistemas lacustres carbonatados. Al mismo tiempo, en el borde externo del sistema Central se desarrolla un ciclo arcósico datado también como Paleógeno.

A lo largo de esta etapa se produce la fase compresiva más destacable de la orogenia Alpina que conduce a la formación de los relieves circundantes y a la configuración de una cuenca con características similares a las actuales.

Mioceno-Plioceno

En esta etapa, el modelo de relleno sería el de una cuenca endorreica con sistemas de abanicos aluviales dispuestos en forma de anillo desde el borde hacia el centro, rodeando a una cuenca lacustre poco profunda. Concretamente, en la zona de estudio se pueden establecer cuatro secuencias tecto-sedimentarias que definen una megasecuencia positiva con la que culminaría la colmatación de la cuenca en las áreas centrales. El espesor de esta secuencia tendría en la zona de estudio del orden de 200 a 270 m. El inicio de las secuencias está representado por depósitos de abanicos aluviales que hacia el centro de la cuenca pasan a sistemas fluviales trenzados, anastomosados y meandriformes. La disposición centrípeta de los abanicos aluviales, produce la confluencia y superposición entre ellos, pasando progresivamente a ambientes menos energéticos, con deposición de detríticos finos (limos y arcillas), sedimentos mixtos (detríticos-químicos: margas) y químicos de tipo evaporítico (carbonatos, sales y sulfatos). Mientras que a techo de la primera secuencia existe una interrupción sedimentaria con desarrollo de potentes niveles de paleosuelos, la segunda culmina con importantes episodios lacustres en los sectores centrales de la cuenca. Por otro lado, las dos últimas secuencias, finalizan en las calizas del Páramo Inferior y las calizas del Páramo Superior respectivamente, estas últimas formando superficies culminantes con una potencia máxima de unos 10-15 m.

Plio-cuaternario

El final del relleno de la cuenca, supone en los bordes de la misma la formación de superficies complejas de erosión-acumulación, determinadas por los últimos abanicos aluviales del piedemonte, también denominados pre-raña y raña.

Estos depósitos atribuidos a la transición Plioceno-Pleistoceno no pueden definirse cronoestratigráficamente como un fenómeno concreto, sino como un fenómeno morfológico generalmente enmarcado en un intervalo temporal dilatado y que marcaría

el tránsito entre un relleno y una disección (Martín-Serrano, 1988). Estos materiales, podrían comprender en algunas zonas los niveles más inferiores del Pleistoceno, mientras que en otras, podrían haberse depositado en los pisos altos del Plioceno. A partir de estos episodios, se inicia una destrucción del piedemonte así como la erosión del resto de la cuenca.

En esta etapa, se generalizan los mantos aluviales, al principio delimitados a los sectores próximos a las cordilleras en nuestro caso al Sistema central, y poco a poco se amplían al resto de la depresión, al tiempo que también avanza la disección, lo cual produce a su vez la jerarquización de la red fluvial disminuyendo las plataformas aluviales que son sustituidas por franjas de aluviones cada vez más alargadas y estrechas. Estas franjas aluviales se van escalonando poco a poco, dejando terrazas fluviales en amplias zonas de la cuenca.

Finalmente, tendría lugar la formación de los depósitos eólicos que recubrirían materiales anteriores de distinta edad y litología.

8.2.2. Rasgos geomorfológicos del sureste de Cuenca del Duero

La depresión del Duero constituye una gran unidad morfoestructural con una altitud media de unos 850 m sobre el nivel del mar. La idea de homogeneidad que se tiene de la depresión del Duero, es decir, que se trata de una amplia y monótona altiplanicie (ancha es Castilla) contrasta cuando se analiza detalladamente.

El colector principal de la cuenca es el río Duero que la atraviesa de este a oeste desde Soria (cuenca de Almazán) hasta Zamora, donde su curso se encaja en la penillanura Salamantino-Zamorano. Este colector, divide en dos mitades casi simétricas la cuenca, sin embargo, presenta un flujo fuertemente asimétrico con aportes más importantes de la mitad septentrional.

La cuenca puede dividirse en una serie de zonas teniendo en cuenta los diferentes modelados realizados en función de las características litológicas del sustrato y de las peculiaridades de la morfogénesis fluvial como proceso dominante. Teniendo en cuenta esta división de la Cuenca del Duero, las formaciones superficiales de origen eólico objeto de esta tesis, se extenderían por el borde sur del sector centro-oriental (Fig. 8.2), constituido por los páramos calcáreos con un característico relieve tabular y el sector

meridional que se correspondería con las campiñas del sur y las Tierras de Medina, estás últimas formadas por un relieve suave dominado por las superficies erosivas.

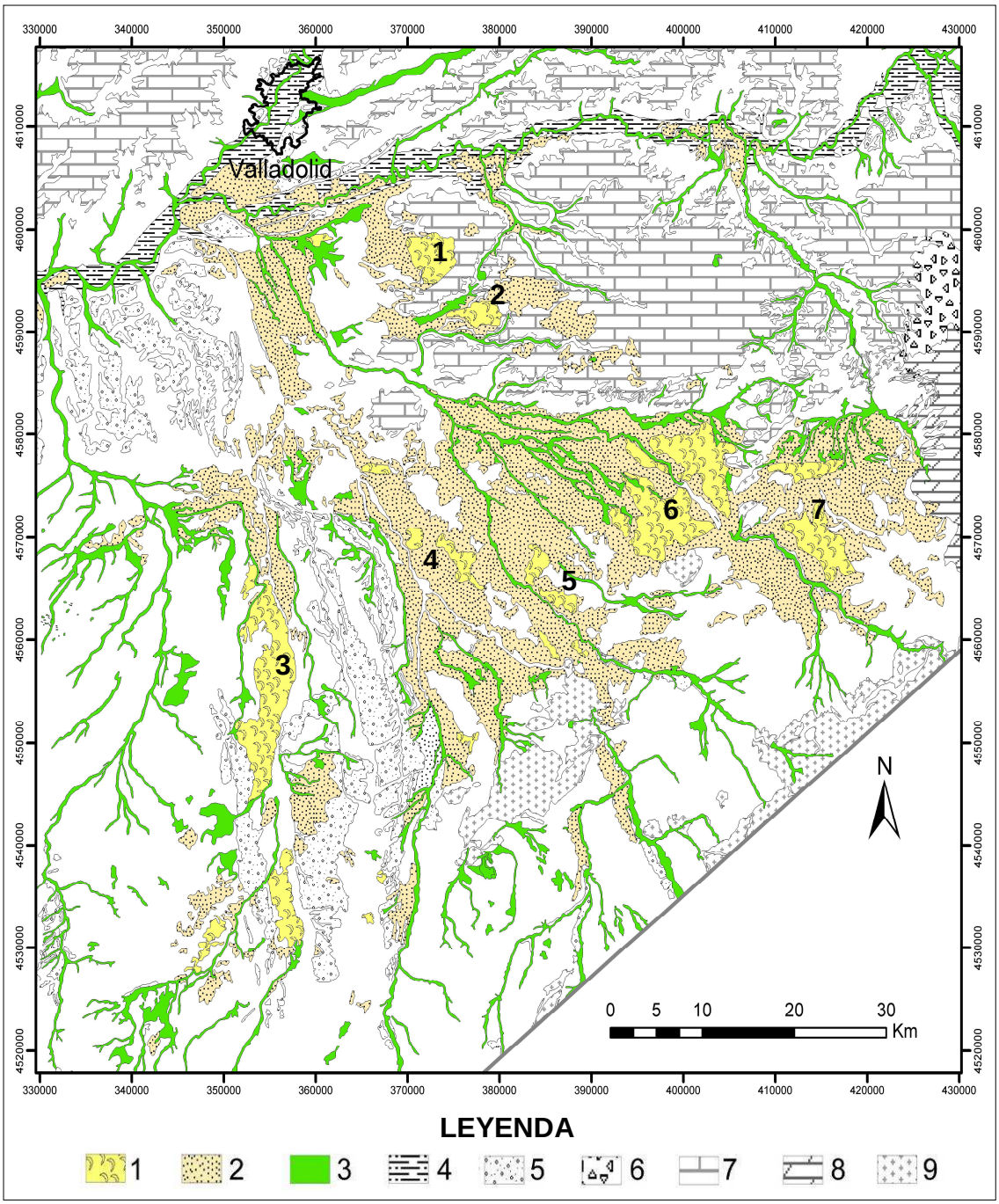


Figura 8.2: Mapa geomorfológico síntesis del sureste de la Cuenca del Duero y principales campos de dunas estudiados: 1: *Parrilla*, 2: Montemayor de Pililla, 3: Arévalo, 4: Coca, 5: Mudrián, 6: *Sanchonuño-Lastras de Cuéllar*, 7: *Cantalejo.*
Leyenda: 1-Campos de dunas; 2-Mantos eólicos; 3- Llanuras de inundación y áreas lacustres; 4; Llanuras de inundación y terrazas bajas del río Duero y Pisuerga; 5- Terrazas fluviales; 6- Depósitos de pediment; 7-Páramos y replanos estructurales; 8 Macizo Mesozoico de Sepúlveda; 9-Substrato Mesozoico y Paleozoico: superficies de erosión y formas de relieve residuales.

En el sector suroccidental de la zona de estudio, el substrato terciario, detrítico poco coherente y bastante homogéneo va a ser un elemento importante durante el Cuaternario en la configuración del relieve, junto con los procesos de erosión y en menor medida con los de sedimentación. Este sector de la Cuenca del Duero, está caracterizado por superficies planas o ligeramente alomadas, surcadas por extensos valles con escasa incisión con la excepción del formado por el río Adaja (Fig. 8.2: zona inferior izquierda).

Hacia el este y sureste (Fig. 8.2: zona inferior, de suroeste a noreste), la Cuenca del Duero se caracteriza por el afloramiento de bloques de basamento, aislados y relacionados con el macizo estructural del Sistema Central y que forman parte de una alineación discontinua situada a 30 km al norte de dicho relieve (Macizo de Sta. María la Real de Nieva, Lastras de Lama y Sepúlveda) así como por la presencia de una cobertera Cretácica, aflorante en diversos puntos de forma independiente o asociada al basamento Hercínico. Este borde sedimentario, queda interrumpido intermitentemente por estos macizos y está afectado por un moderado encajamiento de la red fluvial que refleja algunas directrices estructurales.

Hacia el norte, la zona de estudio se extiende por el sector central de la cuenca, donde aparecen las altiplanicies calcáreas de Cerrato, Íscar y Cuéllar-Peñafiel (Fig. 8.2: centro-norte), al sur de las cuales se extienden las tierras bajas de Medina y la campiña segoviana, formadas por amplias superficies de erosión que van ascendiendo progresivamente hasta los límites meridionales de la cuenca. Sobre las superficies carbonatas culminantes se aprecian procesos kársticos que se interpretan como la primera respuesta a la captura de la Cuenca y que según Mediavilla y Dabrio (1989) habría tenido lugar entre el Vallesiense y Turoliense Superior.

En algunas de las laderas que bordean los replanos carbonatados como el de Iscar al noreste de Olmedo o el Llano de San Marugán, se han observado y cartografiado facetas triangulares. La generación de estas facetas triangulares de ladera precisa de una etapa de acumulación seguida por otra de incisión que individualiza las facetas, desconectándolas de la cornisa. Estas variaciones en los procesos morfogenéticos se relacionan con cambios climáticos, correspondiendo la etapa de acumulación a un período frío que no ha podido datarse y la de incisión a una fase cálida (Gutiérrez-Elorza y Sesé, 2001; Gutiérrez *et al*., 2003).

Hacia el sur de la alineación este-oeste que marcan los páramos de Iscar y Cuéllar, se extiende un amplio paisaje cuyo límite meridional es el Sistema Central y los relieves

Paleozoicos del Macizo de Santa María la Real de Nieva, estando limitado este territorio por el norte con la. El relieve de esta región es fundamentalmente de origen cuaternario, con predominio de los procesos de disección fluvial sobre cualquier otro, pero con un modelado eólico de deflación-acumulación muy característico y diferenciador de otras regiones de la Cuenca del Duero.

Los ríos principales que drenan el sureste de la Cuenca del Duero, son de oeste a este, el Zapardiel, Adaja, Eresma, Voltoya, Pirón y Cega que confluyen con el río Duero entre Tordesillas y Villanueva del Duero, mientras que el río Duratón drena la parte más oriental desembocando en el Duero en las proximidades de Peñafiel. Procedentes de las zonas elevadas del Sistema Central, la mayoría de estos ríos atraviesan el piedemonte segoviano y los relieves estructurales cretácicos de su borde para penetrar encajados en los materiales terciarios.

Entre Tordesillas y la confluencia con el Pisuerga cerca de Valladolid, el río Duero es muy asimétrico con 14 niveles fluviales en su margen izquierda (Pérez-González, 1982a), y con las terrazas más altas en relieve invertido y colgadas 70-80 m hacia el sur sobre la depresión del Medina (Fig. 8.2: centro noroeste), de manera que destacan en forma de resalte morfológico de dirección oeste-este, coincidente con el reborde de los páramo de Iscar y Cuéllar. Las terrazas tienen principalmente una carga de cuarcita y cuarzo, con presencia de calizas y silex en las más bajas, mientras que los suelos desarrollados en ellas presentan horizontes argílicos desde la primera terraza. Asimismo, el espesor de estos depósitos aluviales alcanza los 5-7 m, sobre todo en las terrazas altas.

Más hacia el sur, existen sistemas fluviales singulares como el del río Eresma con sus tributarios los ríos Adaja y Voltoya, que tienen un sistema de terrazas escalonadas y colgadas unas respecto de las otras, con 14 niveles aluviales entre los +35-40 m y +115-120 por encima de la superficie de Coca y otros tres niveles encajados en esta superficie, con niveles a +8, +16 y +20 m respecto el cauce actual. Se trata del relieve aluvial invertido Olmedo-Adanero que se dispone en una franja norte-sur de unos 35 km entre el Adaja y el Eresma, antes de su confluencia. Esta franja tiene una anchura máxima de unos 16 km en el paralelo de Arévalo, estrechándose progresivamente hacia el norte (5 km de anchura a la altura de Olmedo) y alcanzando cotas de hasta 910 m de altitud. Los relieves aluviales escalonados se distribuyen paralelamente a los ríos Adaja y Voltoya, pero con un desarrollo asimétrico de los mismos, es decir, con predominio de los depósitos asociados a este último colector (río Voltoya) y con pendientes más acusadas hacia la vertiente occidental. Entre los

depósitos-terrazas aluviales se encuentran depresiones endorreicas alargadas en la dirección NNO-SSE, formando con frecuencia navas y playas salinas en cuya formación también ha intervenido la deflación eólica como son las lagunas de Valdeperrillas, Valderuedas, De las Eras y De la Iglesia (Gutiérrez-Elorza *et al.*, 2005).

Los depósitos aluviales asociados a estos sistemas están formados por gravas silíceas poligénicas y arenas en mayor proporción que los del Duero, con ligeras variaciones texturales desde las terrazas más bajas (predominantemente arenosas) a las más altas que tienen mayor contenidos en gravas y son de mayor tamaño, siendo el régimen fluvial de canales entrelazados tipo *Braided*. (Portero García y Del Olmo, 1982; Carrera y Olive, 1982),

Los ríos Eresma y Adaja, también presentan en sus tramos inferiores importantes cambios en la configuración de sus redes (Pérez-González, 1982a), siendo el ejemplo más espectacular de esto último, el abandono del antiguo valle del río Eresma y sus terrazas durante el Pleistoceno Medio o Superior y la elaboración de un nuevo valle encajado en la superficie de Coca, entre la mesa residual de Olmedo y el Páramo de Iscar, de manera que, el abandono y derivación hacia el noreste se debería a un ajuste tectónico de la cuenca al sur del río Duero. También, se han descrito otros ajustes en las redes fluviales como la captura del río Moros por el Eresma al sur del macizo de Sta. María la Real de Nieva, después de haber elaborado la terraza de + 34 m (Fernández García, 1988), justo antes del encajamiento del Eresma en la superficie de Coca.

En el borde occidental de la zona investigada (Fig. 8.2: borde oeste de la mitad inferior), aparecen extensas superficies generadas por sistemas fluviales tipo braided y en los que ha contribuido la deflación eólica. Se trata de las superficies de Alaejos y Medina (Pérez González, 1982a). La superficie de Alaejos es la que ocupa una mayor extensión y tiene una pendiente del 1-2 % hacia el norte y noreste, presentando la zona más occidental un suelo rojo con carbonataciones en enrejado o formando una potente costra con presencia discontinua de cantos de cuarcita y cuarzo. En cuanto a la superficie de Medina del Campo, esta se localiza en las inmediaciones de dicha localidad y se encuentra encajada unos 8-10 en la superficie de Alaejos, pudiendo tratarse de un retoque erosivo de la misma y presentando también carbonataciones.

Sobre dichas superficies se encuentran las primeras manifestaciones eólicas del sureste de la Cuenca del Duero, ya que el viento ha originado numerosas formas de deflación a lo largo del Cuaternario, reconociéndose cubetas de deflación de diverso tamaño con formas ovaladas y alargadas, según una orientación preferente suroeste-

noreste y con dimensiones de hasta 5 km de longitud y 800-1200 m de anchura, así como profundidades que oscilan entre los 6 y 12 m. Un ejemplo de este tipo de depresiones es la cubeta de Nava del Rey formada sobre la superficie de Alaejos al noreste de Medina del Campo (Pérez-González, 1982 a).

Otras superficies como la de Coca-Arevalo (Carreras y Olive, 1982), también fueron originadas por procesos fluviales en los momentos más fríos y secos del Cuaternario, mediante el accionamiento fluvial de cauces múltiples (arroyada dispersa) con fuerte movilidad lateral (Pérez-González, 1982a), y en la que la acción eólica también jugó un importante papel, tal y como lo muestran sus depósitos de origen complejo de hasta 28-30 m, en los que se mezclan facies fluviales y algunas secuencias de arenas eólicas (Carballeira y Armenteros, 1982; Carballeira y Pol, 1982). Los cortes en estas superficies muestran canales rellenos de bancos de gravas y sets arenosos, los primeros con numerosos ventifactos de cuarcitas.

8.3. DISTRIBUCIÓN DE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS INVESTIGADOS EN EL SURESTE DE LA CUENCA DEL DUERO (TIERRA DE PINARES)

Los depósitos eólicos del sureste de la Cuenca del Duero son los de mayor extensión de la península Ibérica, con unos 1852 km^2 aproximadamente según los cálculos areales realizados en SIG sobre la cartografía digital. (Fig. 8.3). Del total de estos depósitos, se han cartografiado e investigado en detalle unos 1172 km2, en la denominada Tierra de Pinares, donde se encuentran los mantos eólicos y campos de dunas más significativos (Fig. 8.2 y mapa geomorfológico del Anexo 5).

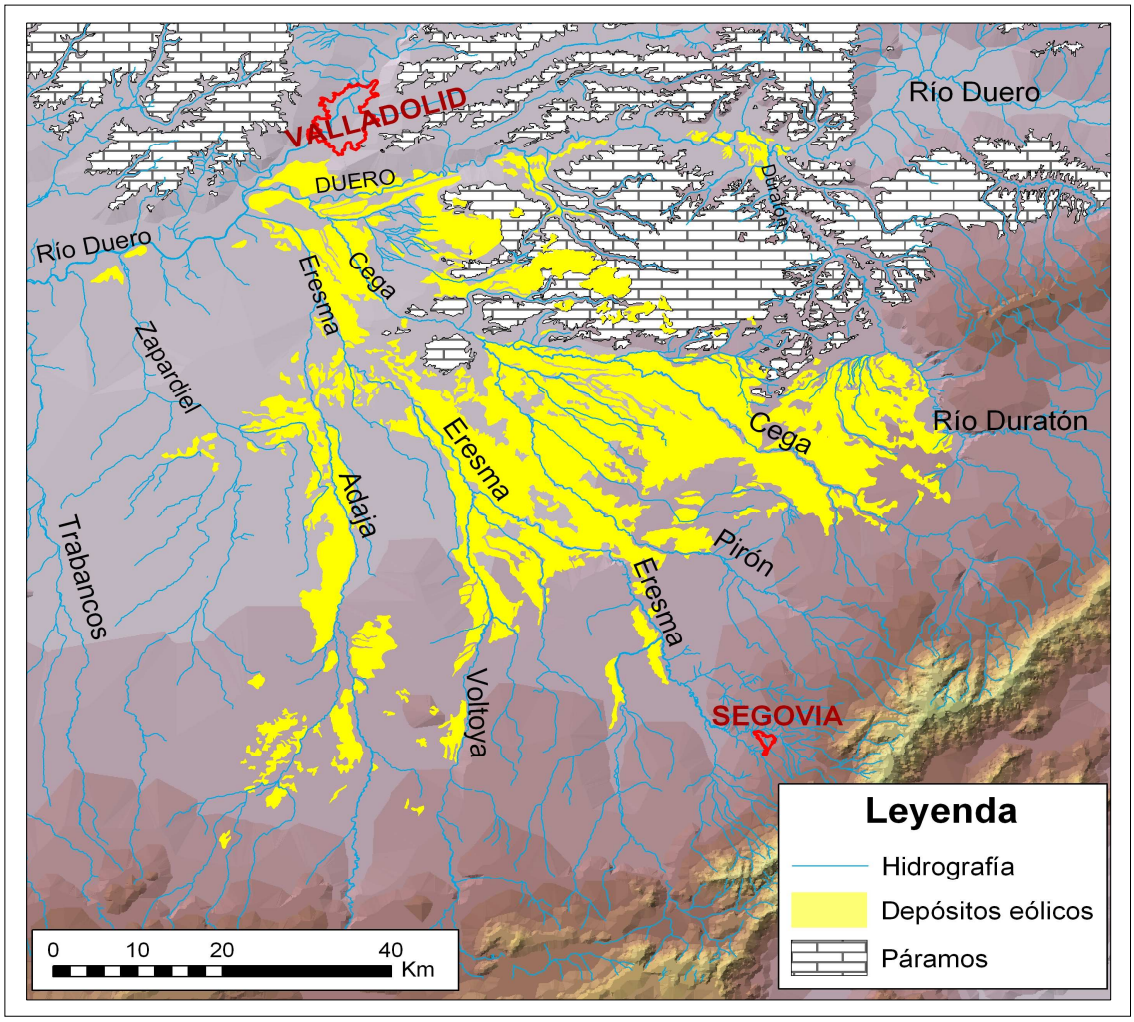


Figura 8.3: Distribución de todos los depósitos eólicos del sureste de la Cuenca del Duero sobre un modelo digital de elevaciones vectorial (TIN) elaborado mediante la base topográfica 1:200.000 del IGN. También se ha representado la red hidrográfica y los replanos estructurales carbonatados (Páramos Miocenos-Pliocenos) del centro de la cuenca.

Los depósitos eólicos estudiados recubren las terrazas y superficies poligénicas Plio-cuaternarias, así como los sedimentos terciarios de distinta naturaleza (facies

conglomeráticas, arenosas, limosas, margosas, yesíferas y carbonatadas) que constituyen los depósitos medios-distales de abanicos aluviales y medios lacustres paleógenos y miocenos. Pero además, también se encuentran recubriendo pequeñas extensiones de materiales mesozoicos y paleozoicos (pizarras, esquistos, cuarcitas, granitoides, areniscas dolomíticas, dolomías, calizas y margas) de los relieves satélites del Sistema Central como es el caso del macizo de Santa María la Real de Nieva.

En el extremo suroccidental de la zona de estudio (ver mapa Geomorfológico del Anexo 5), los depósitos eólicos cartografiados se encuentran en las inmediaciones de Adanero y en el pueblo del mismo nombre, asentado entre dunas que se sitúan directamente sobe un substrato arcósico.

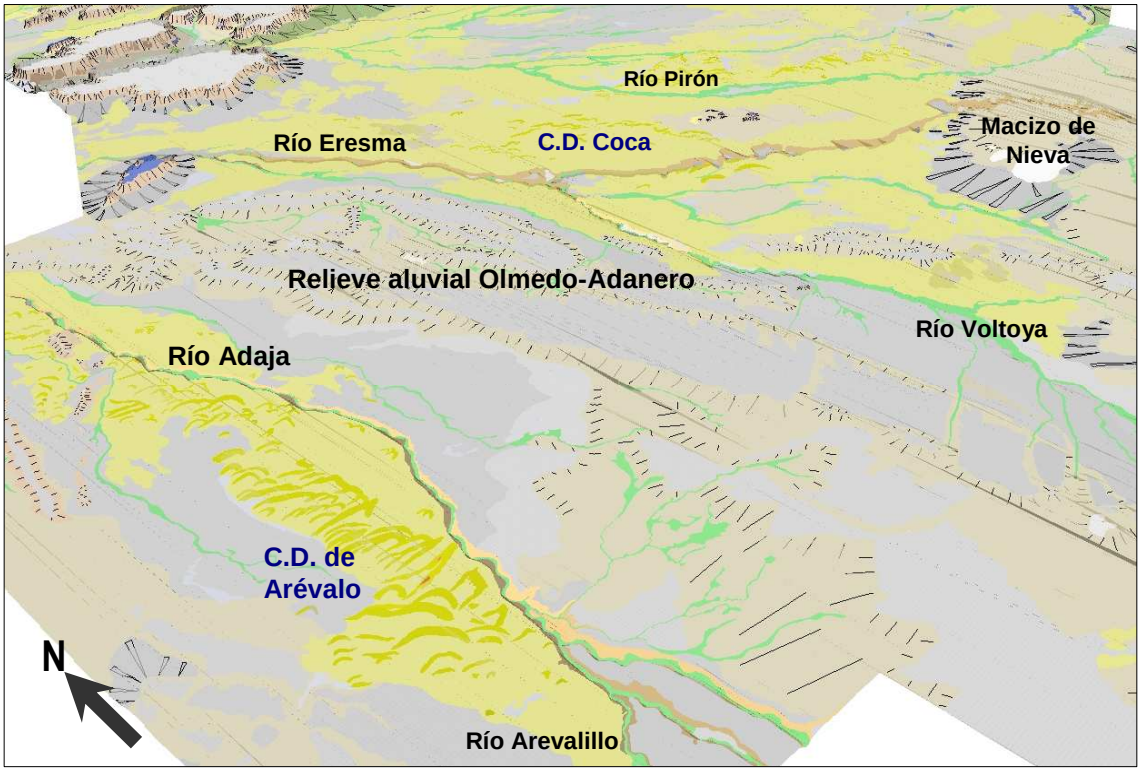


Figura 8.4: Escena geomorfológica con los depósitos eólicos de la parte suroccidental de Tierra de Pinares. Se aprecia la zona de interfluvios y relieves fluviales (Terraza) entre el Campo de dunas de Arevalo y el resto de Campos de dunas del centro de Tierra de Pinares. En el extremo izquierdo de la figura se aprecia el relieve del páramo de Iscar. Cartografía geomorfológica superpuesta a modelo digital del Terreno. La escala varia con la perspectiva.

Hacia el norte, a lo largo de del borde occidental de la zona investigada, se encuentra una gran mancha de arenas y dunas que se extiende de forma alargada de sur a norte desde el margen izquierdo del río Arevalillo, pasando por su confluencia con el

río Adaja y llegando a unos 30 km al norte de Arévalo, a lo largo del margen izquierdo de este último río (Fig. 8.2-3, y Fig. 8.4). Estos depósitos eólicos constituyen uno de los campos de dunas más extensos de la Cuenca del Duero (campo de dunas de Arévalo). Por el contrario, en el margen derecho del río Adaja, los depósitos eólicos únicamente se extienden hasta la zona del Pinar de Ataquines donde el encajamiento del Adaja disminuye notablemente.

Hacia el este del río Adaja y el arroyo Torcas, la zona se caracteriza por la presencia de una serie de relieves aluviales y terciarios escalonados, con predominio de las terrazas aluviales, se trata del denominado relieve aluvial invertido Olmedo-Adanero, a lo largo del cual no se encuentran ningún depósito eólico (Fig. 8.4: centro), a excepción de la zona más meridional en las proximidades de Adanero, como se mencionó anteriormente.

Por el contrario, más hacia el este, a sotavento de las terrazas aluviales de relieve invertido Olmedo-Adanero, se presenta una gran extensión de depósitos eólicos con predominio de los mantos de arena y cuyo límite meridional, en dirección suroeste-noreste, lo marca el macizo de Santa María la Real de Nieva (Fig. 8.4: extremo superior derecho). En esta zona, las manchas eólicas predominantes alternan con otros materiales terciarios (arcosas y conglomerados) y con extensiones significativas de la superficie de Coca, que en numerosas ocasiones, apenas se distingue de los depósitos eólicos, excepto por la presencia de las gravas y arenas muy gruesas de sus facies fluviales. En este sector central, también se encuentran los principales conjuntos dunares de Tierra de Pinares, por extensión, tamaño y complejidad de las formas eólicas que se han desarrollado en ellos, como es el caso de los campos de dunas de Coca, Mudrián y Sanchonuño-Lastras de Cuellar y en el extremo oriental el de Cantalejo (Figs. 8.5 y 8.6).

Estas campiñas de Tierra de Pinares, también están cruzadas transversalmente de sureste a noroeste por los ríos Eresma, Pirón y Cega (Fig. 8.5), pero a pesar de estas interrupciones fluviales, los depósitos eólicos se extienden más o menos de forma continua, llegando hacia el norte hasta el reborde estructural del Páramo de Cuellar y por el extremo nororiental hasta la llanura de inundación del río Duratón y el abrupto desnivel topográfico del Macizo de Sepúlveda. En estas zonas bajas de la Tierra de Pinares segoviana, los depósitos eólicos se encuentran a lo largo de dos grandes interfluvios (Fig. 8.4), el primero constituido por el conjunto Voltoya-Eresma hasta el Cega (campos de dunas de Coca, Mudrián y Sanchonuño) y el segundo por el Cega-Duratón con los campos de dunas de Lastras de Cuéllar y Cantalejo (Figs. 8.5 y 8.6). En la parte norte de este último interfluvio Cega-Duratón, los depósitos eólicos quedan

divididos por una especie de cuña formada por los relieves elevados y superficies estructurales de Las Lastras y Hontalbilla, con numerosos arenales trepadores en sus laderas occidentales menos inclinadas (mapa geomorfológico del Anexo 5 y Fig. 8.6). Al este de esta cuña de materiales terciarios, las arenas eólicas se prolongan hacia el noreste hasta la llanura de inundación del río Duratón (Fig. 8.6), alcanzando la población de Burgomillodo en el extremo este, donde se localiza el afloramiento mixto eólico-fluvial de mayor espesor de toda Tierra de Pinares (Díez-Herrero y Bateman, 1998) explotado por la empresa minera INCUSA. Más hacia el sur de esta última zona, en las inmediaciones de Cantalejo, nos encontramos con la mancha de arenas eólicas a mayor altitud de Tierra de Pinares, sin formas dunares y con pequeños espesores, pero que llegan a recubrir los cerros de la Horca y el Alto de las Tiras, donde alcanzan los 1017 y 1023 m de altitud respectivamente.

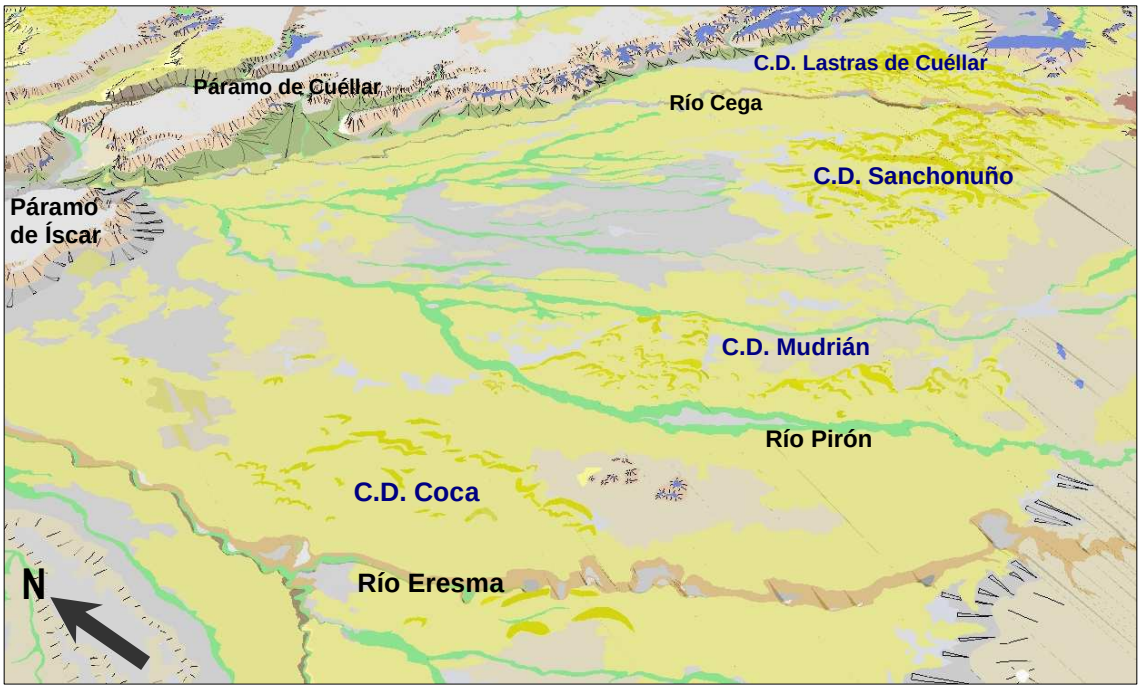


Figura 8.5: Escena de los depósitos eólicos de la parte central de Tierra de Pinares. De oeste a este, se aprecian los campos de dunas de Coca, Mudrián y Sanchonuño-Lastras de Cuéllar. En el extremo superior izquierdo de la imagen se aprecia los relieves de los páramos de Íscar y Cúellar. También se aprecian los depósitos aluviales e incisiones de los ríos Eresma, Pirón y Cega. La escala varía con la perspectiva.

Hay que destacar en el interfluvio Cega-Duratón los campos de dunas y conjuntos lacustres de Lastras de Cuellar (analizado en este trabajo conjuntamente con el campo de dunas de Sanchonuño) y de Cantalejo, al oeste de la villa de este mismo nombre (Fig. 8.5: superior derecha y Fig. 8.6).

Al sur de estas tierras bajas de Campiña y del macizo de Nieva, más concretamente al sur de Carbonero el Mayor, se encuentran pequeñas extensiones de arenas eólicas situadas al este del sistema de terrazas de los ríos Eresma y Moros, así como del glacis de piedemonte desarrollado al sur del macizo de Nieva. Sin embargo, más allá de la llanura de inundación del río Eresma, no aparecen manchas de arenas eólicas, probablemente debido a las fuertes pendientes de los relieves terciarios de su margen derecha, con la excepción de la zona de Los Corrales y Las Gallineras, donde antes del encajamiento del río en el macizo de Nieva aparecen algunas manchas de arenas eólicas trepando hacia el este por laderas de escasa pendiente.

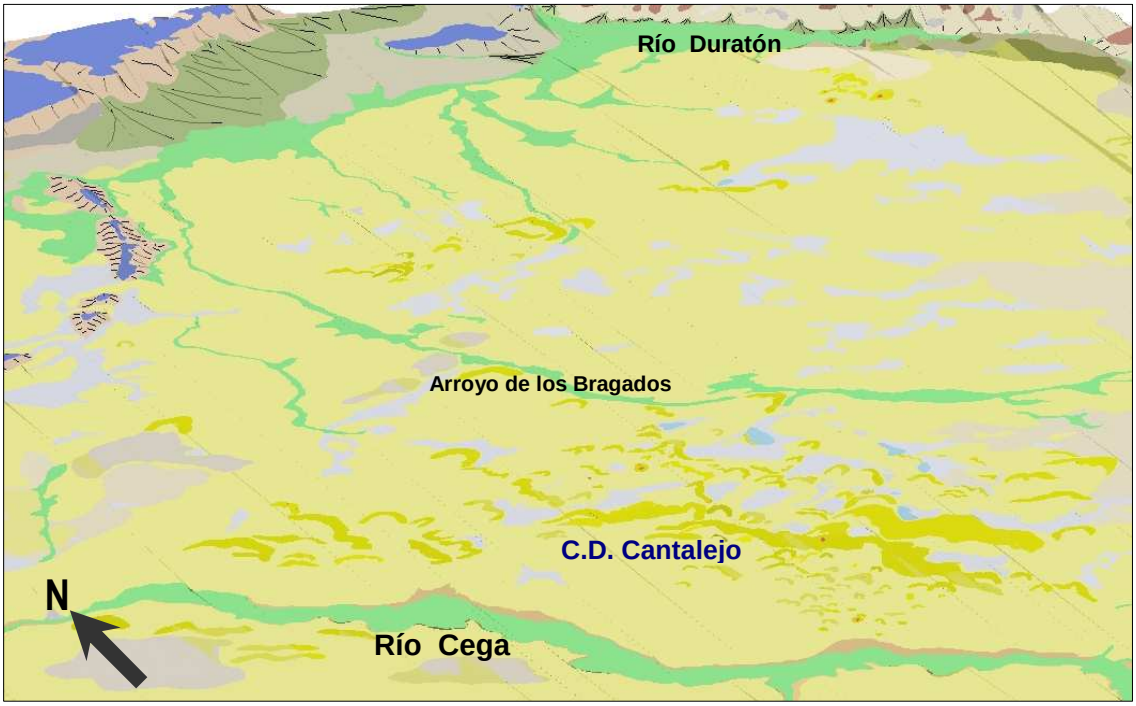


Figura 8.6: Escena con la geomorfología de la parte nororiental de la zona de estudio superpuesta a un MDT. Se aprecia el interfluvio Cega-Duratón con el campo de dunas de Cantalejo en el primer término. Al fondo destaca la llanura de inundación del río Duratón adosada al macizo de Sepúlveda antes de que su curso fluvial discurra hacia el norte encajado entre los páramos miocenos para desembocar en el río Duero a la altura de Peñafiel. En la parte superior izquierda de la imagen, destacan en azul, los replanos estructurales de "las Lastras" y Hontalvilla" con una serie de abanicos aluviales que descienden hacia el Sur. La escala varía con la perspectiva.

Finalmente, en la zona septentrional (Fig. 8.7), ya en el límite entre las provincias de Valladolid y Segovia, los arenales penetran de oeste a este entre los páramos miocenos (Fig. 8.6), en lo que se denomina como Tierra de Pinares vallisoletana. Así, se encuentran arenas eólicas a lo largo del río Henar y el arrollo de Mesegar. El fondo de

valle de este último esta tapizado de arenas eólicas y dunas, que hacia el este, trepan por las cuestas del Páramo y una vez arriba forman el campo de dunas de Montemayor de Pililla. Más hacia el norte, se encuentra el campo de dunas de las cuestas y Páramo de La Parrilla. Es en estos parajes de la Cuenca del Duero, donde las dunas alcanzan las cotas más altas al situarse sobre los páramos miocenos con altitudes entre 850 y 900 m. Así mismo, aparecen manchas de arenas de extensión variable y cuyo espesor disminuye progresivamente hacia el este a lo largo del Páramo de Cuéllar, habitualmente próximos a los valles abiertos hacia el oeste (río Henar) y suroeste, estos últimos en el borde sur del Páramo.

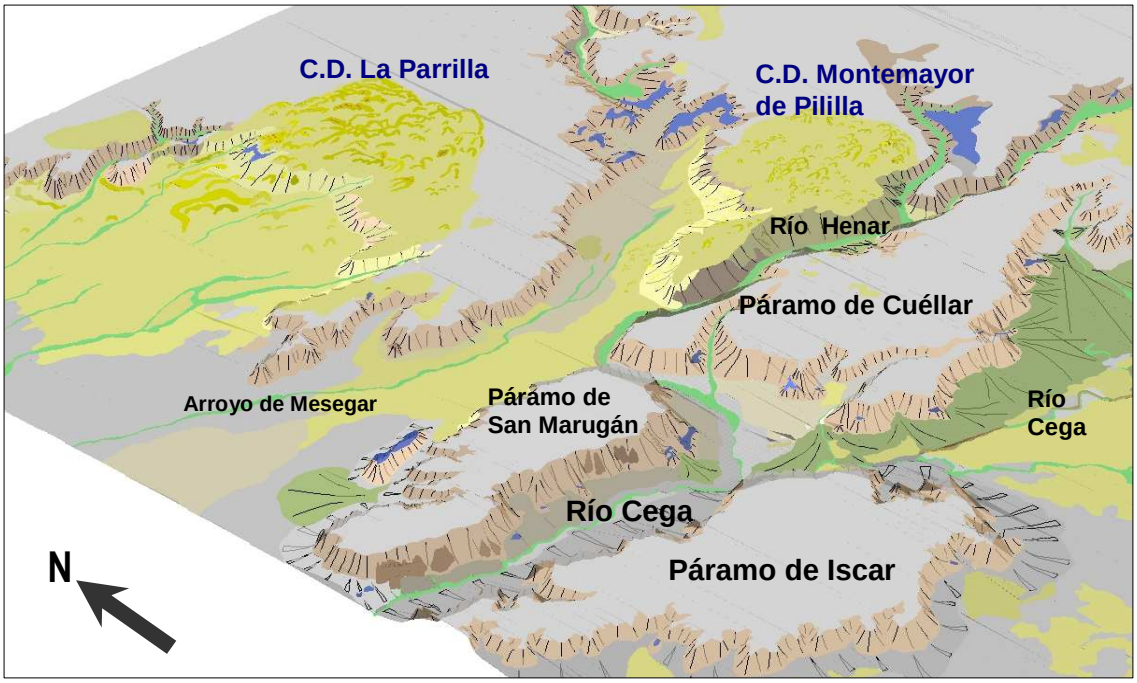


Figura 8.7: Escena con la geomorfología de la parte septentrional de la zona de estudio superpuesta a un MDT. Se aprecian (colores amarillos) los mantos eólicos penetrando de oeste a este entre los valles, con arenas y dunas trepadoras recubriendo las cuestas (amarillo pálido), hasta alcanzar los páramos miocenos donde se forman los campos de dunas de La Parrilla y de Montemayor de Pililla (parte superior derecha). También se aprecian facetas triangulares (color marrón) en las laderas sur del Páramo de San Marugán. La escala varía con la perspectiva.

8.4. INVESTIGACIÓN Y DESCRIPCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL SISTEMA EÓLICO DE TIERRA DE PINARES

El sistema eólico de Tierra de Pinares, al igual que el de la llanura manchega, está caracterizado por dos medios morfosedimentarios principales, los mantos eólicos y los campos de dunas, los cuales se describen a continuación.

8.4.1. Mantos eólicos

Los mantos eólicos o *sand sheets*, con unos 1.500 km^2 de extensión, son las formaciones superficiales con mayor distribución areal del sureste de la Cuenca del Duero, pero debido a las labores de repoblación forestal su topografía en superficie sólo se aprecia en algunas zonas menos alteradas. Se trata de acumulaciones de arena con morfologías planas o ligeramente onduladas que recubren las irregularidades del substrato con espesores que oscilan entre los pocos centímetros hasta los 4-5 m. En estos depósitos pueden aparecer de forma aislada cuerpos dunares con morfología poco significativa o sin caras de avalancha definidas, así como depresiones de deflación de tamaño variable.

Las arenas que forman los mantos eólicos en los páramos de Tierra de Pinares suelen tener un tamaño de muy fino a fino (0.060-0.250 mm), por el contrario, en la campiña predomina el tamaño medio-grueso (0.250-1 mm) en las zonas occidentales y un tamaño fino-medio (0.125-0.500 mm) en los depósitos más orientales. En los afloramientos de mantos eólicos occidentales, se observan *sets* de arenas gruesas y muy gruesas e incluso con microcantos de hasta 6-8 mm de diámetro (Fig. 14.2); estos depósitos podrían interpretarse en algunos casos como *zibars* (Cook *et al.*, 1973; Kocurek y Nelson, 1986) que son dunas sin caras de avalancha bien definidas y construidas por partículas muy gruesas. El aumento del grosor y la mala clasificación de las arenas se relacionan con áreas madre formadas por facies arcósicas terciarias con granulometrías muy heterogéneas.

En la parte más septentrional, los mantos eólicos aparecen asociados a las llanuras de inundación y terrazas bajas de los ríos Eresma, Duero y Pisuerga, tratándose en general de depósitos de poco espesor (0.5-1.5 m). Su posición geomorfológica indicaría un origen relativamente reciente (Holoceno) y sus áreas fuente más probables serían los depósitos fluviales, sin descartarse en la parte más occidental áreas fuentes terciarias como pueden se las facies “Tierra de Campos” y/o la serie detrítica eocena-oligocena.

Figura 8.8: Dos vistas aéreas del manto eólico repoblado y la incisión fluvial del río Eresma en las proximidades de Coca. Fotos por cortesía de Andrés Díez-Herrero.

En los páramos carbonatados de Tierra de Pinares (Figs. 8.3 y 8.7), el análisis detallado de los mantos eólicos permite apreciar lo siguiente:

- Los mantos eólicos más orientales situados sobre los páramos se encuentran próximos a grandes valles abiertos hacia el oeste como es el caso del valle del río Henar, en cuyos márgenes aparecen manchas de arenas eólicas.

- Los espesores de los mantos eólicos disminuyen progresivamente de oeste a este, oscilando entre los 1-2 m hasta los 0.3-0.2 m en los depósitos más orientales.

- La naturaleza de los mantos eólicos de los páramos, al igual que la de los campos de dunas es silícea, al igual que en las zonas de campiña, sin que existan componentes carbonáticos que sugieran un área fuente local en las calizas miocenas.

Además, los principales mantos eólicos de la cuenca del Duero se encuentran en el centro de Tierra de Pinares, en las zonas bajas de la campiña segoviana, apareciendo como extensas superficies arenosas atravesadas por los ríos Eresma, Pirón y Cega y limitados al norte por el Páramo de Cuéllar, mientras su borde sur lo constituye el macizo de Nieva. Estos arenales, son los que tienen mayores potencias medias (2-3 m) y son el origen de los campos de dunas mejor desarrollados de la cuenca.

8.4.2. Campos de dunas

Se trata de grandes conjuntos de dunas bastante agrupadas y con límites en general bastante bien definidos, cuya denominación se ha realizado asignando el nombre de una población próxima de suficiente relevancia.

Entre las acumulaciones eólicas de Tierra de Pinares desatacan los campos de dunas de La Parrilla y Montemayor de Pililla (Fig. 8.2: C.D. 1 y 2), Arévalo (Fig. 8.2: C.D. 3), Coca (Fig. 8.2: C.D. 4), Mudrián (Fig. 8.2: C.D. 5), Cantalejo (Fig. 8.2: C.D. 7) y Sanchonuño-Lastras de Cuellar Arévalo (Fig. 8.2: C.D. 7), siendo los de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y Arévalo los de mayor extensión de toda la cuenca, con 77 y 58 km^2 respectivamente.

En función de la cartografía y la clasificación de las tipologías dunares implementada en el SIG de Tierra de Pinares siguiendo la norma y codificación expuesta en el apartado 3.10 de la Metodología, se ha realizado un análisis estadístico sobre tipologías dunares para cada uno de los campos de dunas estudiados y para el

conjunto del área que se irán exponiendo y comentando en su sección correspondiente junto con otras características geomorfológicas relevantes. Asimismo, en las tablas 8.1, 8.2 y 8.3 se muestra una síntesis de las características geomorfológicas más significativas de los diferentes campos de dunas investigados, obtenidas del análisis cartográfico y de las observaciones realizadas durante el trabajo de campo (Cap. 3).

Nombre del campo de dunas y extensión	**Posición geomorfológia y/o substrato**	**Clasificación morfodinámica**		**Características morfológicas/morfométricas**	**Naturaleza de las zonas interdunares y paleovientos efectivos**
		Formas de acumulación	**Formas de Deflación**		
1 Páramo y cuestas de La Parrilla Extensión: 12 km^2	Los arenales eólicos recubren las cuestas (facies Cuestas: margas, arcillas y yesos) y la caliza miocena del páramo inferior	**Parabólicas simples** del tipo Semicircular y *lobate* (Pye, 1993) **Parabólicas compuestas** **Tranversas**: rectilíneas y de crestas sinuosas **Dunas blowout** **Longitudinales** **Dunas en domo** **Dunas trepadoras parabólicas, transversas y en domo**	***Blowouts* y surcos de deflación o *wind-furrows*:** en el manto eólico y en flancos y crestas de las dunas mayores (preferentemente sobre dunas tranversas).	**Parabólicas**: Relaciones largo/ancho: 0.8 -1,45. Anchura brazos: 40-120 m. Long. Brazos: 200-600 m. Alturas de 6-9 m. Pdte. flancos: sotavento 10-15º, barlovento 4-8º **Transversas**: mayores dimensiones que parabólicas. Long. 0,7-2 km. Anch. 250-300 m. Alturas Máx. de 10-12 m. Flancos: sotavento 10-15º, barlovento 4-7º. **Longitudinales** Long. 500-700 m. Anch. 40-50 m. Alturas 5-6 m. Pdes de flancos 5-10º. ***Blowouts* y surcos de deflación** : Depresiones alargadas en la dirección (E-O, SO-NE) habitualmente sobre dunas: *Blowouts*: 5-20 x 15-40 m, *Surcos de deflación*: 10-40 x 90-250 m. Profundidad 1-3 m. Máx. Pdte. 15-25º.	**Zonas interdunares secas** y con características similares al manto eólico adyacente o con dunas irregulares de pequeñas dimensiones. **Paleovientos**: SO
2 Páramo de Montemayor de Pinilla Extensión: 5 km^2	Los arenales eólicos recubren las cuestas (facies Cuestas: margas, arcillas y yesos) y la caliza miocena del páramo inferior	**Parabólicas simples:** - Alargadas - Semicirculares y *lobate* (Pye, 1993) **Parabólicas compuestas** **Transversas** **Longitududinales** **Dunas trepadoras parabólicas** **Dunas irregulares en cascada**	***Blowouts* y surcos de deflación o *wind-furrows*:** En los flancos y crestas de las dunas parabólicas y en el manto eólico.	**Parabólicas**: Relaciones largo/ancho: 1,5 -3. Las más altas son del tipo "alargado". Anchura brazos: 30-80 m. Long. brazos: 150-600 m.. En las "alargadas" narices de hasta 200 m y poco relieve (muy degradadas). Alturas de 4-6 m. Pdte. flancos: sotavento 14-20º, barlovento 4-8º ***Blowouts* y surcos de deflación**: Formas elípticas y alargada en la dirección (E-O, SO-NE). Máx. Pdte. 12-15º. Dimensiones: *Blowouts* 3-10 x 20-30 m, Surcos de deflación: 10-20 m x 90m., 0,5-2,5 m de profundidad. Máx. Pdte. 25º.	**Zonas interdunares secas**: En algún caso aflora el substrato calizo debido a escaso espesor de las arenas. **Paleovientos**: SO

Tabla 8.1: Resumen con las principales características geomorfológicas de los campos de dunas 1 y 2 de Tierra de Pinares.

Nombre del campo de dunas y extensión	Posición geomorfológia y/o substrato	Clasificación morfodinámica		Características morfológicas/morfométricas	Naturaleza de las zonas interdunares y paleovientos efectivos
		Formas de acumulación	Formas de Deflación		
3 Arévalo Extensión: 58 km^2	Los arenales eólicos recubren las terrazas fluviales del margen izquierdo del río Adaja y la superficie detrítica pliocuaternaria.	**Parabólicas simples**: tipos - Semicirculares y *lunate* (Pye, 1993) - Alargadas **Parabólicas compuestas** del tipo "alargadas" y por unión de semicirculares. **Tranversas:** - rectilínea - sinuosas. **Dunas en domo**	**Surcos de deflación o *wind-furrows*** sobre brazos de dunas parabólicas	**Parabólicas**: Relaciones largo/ancho: 0,45 – 3,3 (las más altas son del tipo "alargadas", las bajas "semicirculares"). Anchura brazos: 100-350 m. Long. Brazos: 400-2000 m. Narices de hasta 700 m. Alturas Máx. 7-13 m. Crestas planas. Flancos muy degradados: Pdte. sotavento 9-12º, barlovento 3-5º. **Transversas**: Longitud 700 m - 3 km. Anch. 150-400 m. Alturas de 7-9 m. Flancos: sotavento 15-16º, barlovento 5-6º. **Surcos de deflación:** muy alargados (hasta 100-200 m) y algunos profundos (3-4 m) con dirección O-E y SO-NE.	**Zonas interdunares secas**: En algún caso aflora lecho de gravas y arenas del substrato de terrazas. **Paleovientos**: SO y O.
4 Coca Extensión: 19.5 km^2	Los arenales eólicos que recubren las terrazas fluviales del margen derecho del Río Eresma, se extienden de SE a NO desde Navas de Oro hasta Fuente El olmo de Iscar.	**Parabólicas simples** -Semicirculares, *lunate y lobate* (Pye, 1993) **Parabólicas compuestas** **Tranversas:** - rectilíneas - sinuosas.	***Blowouts* poco** abundantes en espacios interdunares	**Parabólicas**: Relaciones largo/ancho: 0.4 – 1. En general brazos abiertos y formando ángulos de 70-80º. Anchura brazos: 70-200 m. Long. Brazos: 120-1000 m. Alturas de 3-7 m. Flancos: sotavento 14-16º, barlovento 4-6º. **Transversas**: Long. 350-1500 m. Anch. 250-450 m. Flancos: sotavento 18-20º, barlovento 4-6º. Alturas 3-8 m.	**Zonas interdunares secas** **Paleovientos**: SO y O
5 Mudrián Extensión: 16 km^2	Los arenales eólicos recubren las terrazas fluviales del margen derecho del río Pirón y superficies terciarias (conglomerados, arenas silíceas y lutitas).	**Parabólicas simples** del tipo semicircular y *lobate* (Pye, 1993) **Parabólicas compuestas** del tipo en *echelon* **Tranversas**: - rectilíneas - sinuosas. **Barjanes y domos**	**Áreas de deflación** con formación de navas o encharcamientos temporales.	**Parabólicas**: Relaciones largo/ancho: 0,75– 2. En general brazos abiertos y formando ángulos de 70-80º. Anchura brazos: 70-240 m. Long. Brazos: 120-1200 m. Narices muy poco desarrolladas. Alturas Máx. 7-9 m. Flancos conservados: Pdte. sotavento 16-18º, barlovento 4-6º. **Transversas**: Longitud 400 m - 1,8 km. Anch. 100-400 m. Alturas de 9-14 m. Flancos: sotavento 18-20º, barlovento 5-6º. **Barjanes:** Pequeñas dimensiones. Long.400xAnch 350xAlt. 4m **Domos:** Dim: Long. 150 x Anch. 80-120 x Alt. 3-4 m	**Zonas interdunares secas (más abundantes) y húmedas**. Espacios interdunares más cerrados en parte SE y con áreas de deflación, en el resto muy amplios. **Paleovientos**: SO y O

Tabla 8.2: Resumen con las principales características geomorfológicas de los campos de dunas 3, 4 y 5 de Tierra de Pinares.

Nombre del campo de dunas y extensión	Posición geomorfológia y/o substrato	Clasificación morfodinámica		Características morfológicas/morfométricas	Naturaleza de las zonas interdunares y paleovientos efectivos
		Formas de acumulación	Formas de Deflación		
6 Sanchonuño-Lastras de Cuéllar Extensión: 77 km^2	Los arenales eólicos recubren las terrazas fluviales del margen derecho e izquierdo del río Cega , superficies terciarias y el substrato paleozoico-mesozoico del Macizo de Sta María de Nieva.	**Parabólicas simples** - Semicirculares, *lunate y lobate* (Pye, 1993) -Rampas parabólicas: sin depresión trasera (Pye, 1993) **Parabólicas compuestas** formadas por acreción de simples. **Parabólicas complejas:** - Dunas complejas - Rampas complejas **Tranversas:** - rectilíneas - sinuosas. Simples y Complejas. **Barjanes y Domos**	***Blowouts*** y surcos de deflación o ***wind-furrows***.sobre cuerpos dunares y arenales adyacentes, **Áreas de deflación** con formación de navas	**Parabólicas**: Relaciones largo/ancho: 0.4 – 1. Brazos hectométricso y algunos kilométricos. Brazos abiertos (70-80º) y a veces muy poco desarrollados. Alturas máximas de 15-20 m. Flancos: Pdte. sotavento 18-24º, barlovento 4-6º. Las rampas parabólicas complejas tienen crestas con alturas de 0,5-2 m. Frentes y crestas lobulados. **Transversas**: Menos abundantes. Long. 500-1600 m. Anch. 250-400 m. Flancos: sotavento 15-22º, barlovento 4-6º. **Barjanes:** Pequeñas Dim: Long. 500 m x Anch. 350 m x Alt. 5-6 m. Brazos de 150-200 m. **Domos:** Dim: Long. 200 x Anch. 100-150 x Alt. 3-4 m. Ligeramente alargados en dirección O-E y SO-NE. **Depresiones erosivas**: Depresiones alargadas en la dirección (E-O, SO-NE). Dimensiones: ***Blowouts*** 3-20 x 8-40 m. ***Wind-furrows***: 10-30 x 40-250 m. Profundidad 1-2.5 m. Máx. Pdte. 18-24º. Los *blowouts* activos tienen dimensiones métricas.	**Zonas interdunares secas y húmedas**: Frecuentes las áreas interdunares cerradas por contactos entre cuerpos dunares. **Paleovientos**: SO
7 Cantalejo Extensión: 25 km^2	Los arenales eólicos recubren las terrazas fluviales del margen derecho del río Cega y superficies terciarias (conglomerados, arenas silíceas y lutitas).	**Parabólicas simples** - Semicirculares, *lunate ,y lobate* (Pye, 1993) **Parabólicas compuestas** **Parabólicas complejas:** **Tranversas:** - rectilíneas - sinuosas. Simples y complejas. **Barjanes y Domos**	***Blowouts*** muy abundantes y algunos activos. Situados sobre cuerpos dunares, espacios interdunares y en arenales adyacentes. **Surcos de deflación o *wind-furrows*** **Áreas de deflación**	**Parabólicas**: Relaciones largo/ancho: 0.4 – 1,5. Anchura brazos: 70-100 m. Long. Brazos: 120-300 m. Alturas de 6-7 m. Flancos: sotavento 14-16º, barlovento 4-6º. En algunos casos brazos subparalelos. **Transversas**: Long. 500-3200 m. Anch. 250-400 m. Flancos: sotavento 18-20º, barlovento 4-6º. Alturas 8-15 m. **Barjanes:** En el borde occidental. long.400xAnch 380 x Alt. 5-6 m. Brazos de 120-130 m. ***Blowouts*:** Depresiones alargadas en la dirección (E-O, SO-NE)..Dimensiones: *Blowouts*: 5-15 x 8-20. Profundidad 0,5-1 m. Max Pdte. 18-24º. Algunos activos. **Surcos de deflación** Decamétricos (alargados en dirección O-E o SO-NE. Profundidad: hasta 2.5 m.	**Zonas interdunares secas y húmedas**. En las áreas interdunares existen áreas de deflación con encharcamientos temporales o permanentes (navas y lagunas) **Paleovientos**: SO y S-SO.

Tabla 8.3: Resumen con las principales características geomorfológicas de los campos de dunas 6 y 7 de Tierra de Pinares.

8.4.2.1. Campo de dunas del Páramo y cuestas de La Parrilla

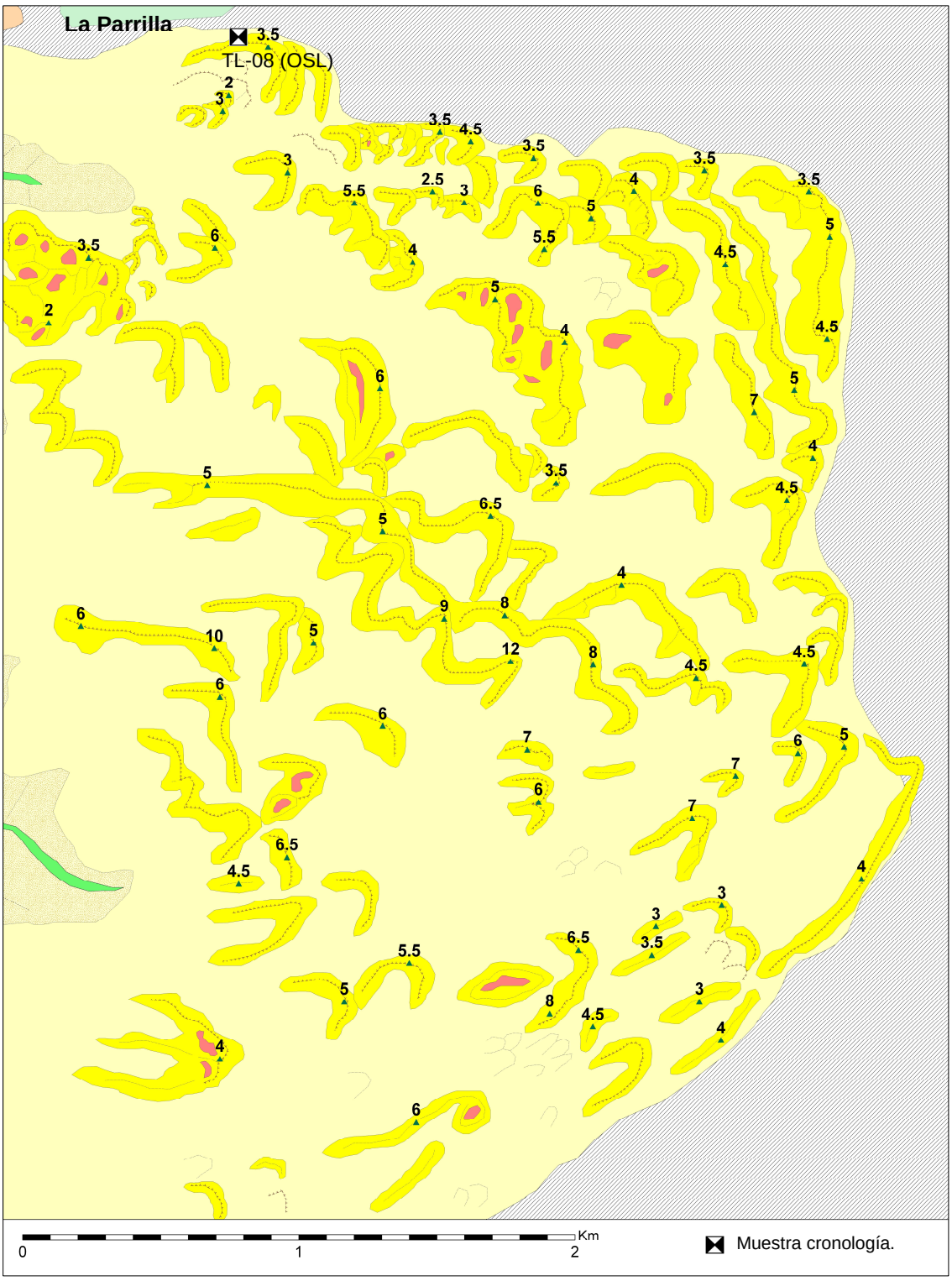


Figura 8.9: Cartografía geomorfológica del sector principal del campo de dunas de La Parrilla sobre el páramo mioceno con las principales alturas de las dunas en metros. Se incluye la posición de la muestra TL-08 para datación por luminiscencia (OSL). Leyenda en el Anexo 1.

8.4.2.1.1. Descripción general. Formas de acumulación

Este campo de dunas (Fig. 8.9 y mapa geomorfológico del Anexo 5) se forma a partir de un manto eólico que de extiende por la campiña entre el Duero y el Cega, apareciendo las primeras dunas a los píes del Páramo de La Parrilla, para continuar los depósitos y formas eólicas ascendiendo por las cuestas, donde se encuentran dunas trepadoras y expandiéndose posteriormente hacia el este en un frente cóncavo a lo largo del Páramo de La Parrilla.

CAMPO DE DUNAS DEL PÁRAMO DE LA PARRILLA								
Tipos de dunas principales	**Subtipos**						**Nº Total**	**%**
							138	100 %
Domos							2	1.5 %
Longitudinales							9	6.5 %
Transversas	Simples	Cresta recta			15	83 %	18	13 %
		Sinuosas			3	17 %		
Parabólicas	Simples	Alargadas *(elongate)*	3	3.7 %	80	75 %	106	76.8 %
		Lobate	22	27.5 %				
		Semicirculares	33	41.3 %				
		Lunate	16	20 %				
		Tendencia transversa	4	5 %				
		Rampas parabólicas simples	2	2.5 %				
	Compuestas	En escalera (*Echelon*)	3	18 %	22	21 %		
		Resto	18	82 %				
	Complejas	(Incluyendo complejas-compuestas)			4	4 %		
Dunas *Blowout*	> 50 m de longitud en eje mayor						3	2.2 %
Dunas en contacto	Parabólicas en contacto				66	88 %	75	**% sobre el total** 54.3 %
	Resto				9	12 %		

Tabla 8.4: Resumen estadístico de las tipologías de acumulación eólica del campo de dunas de La Parrilla. La designación de los subtipos de dunas parabólicas se realiza principalmente según la clasificación de Pye (1993).

Según el análisis sobre las tipologías, este campo de dunas contiene numerosas dunas parabólicas (simples y compuestas) con casi un 77 % de las formas dunares, apareciendo en menor medida transversas (13 %) y longitudinales (6.5 %). Las dunas parabólicas simples del tipo semicircular o *hemicyclic* junto con las de tipo *lobate* (Fig 8.11) son las más numerosas (tabla 8.4), muchas de ellas de dimensiones métricas y dacamétricas. Es destacable la presencia de rampas parabólicas simples en la zona noreste del campo de dunas sobre el Páramo. Asimismo, las formas parabólicas son en su mayoría asimétricas con mayor desarrollo del brazo situado al norte o noroeste de la depresión interna. También hay algunas dunas *blowout* (2.2 %) con depresiones centrales en general alargadas (más de 50 m) y rodeadas por crestas que van adquiriendo un mayor desarrollo (más altura y anchura) hacia sotavento (este y noreste).

Sobre las cuestas que enlazan la campiña con el Páramo, se observan dunas trepadoras de morfologías transversas, parabólicas y en domo. Además, las dunas transversas más sinuosas muestran una transición hacia formas parabólicas.

Por otro lado, las alturas máximas medidas en las dunas quedan reflejadas en la figura 8.10 y en la tabla resumen 8.5 de los análisis estadísticos de esta variable.

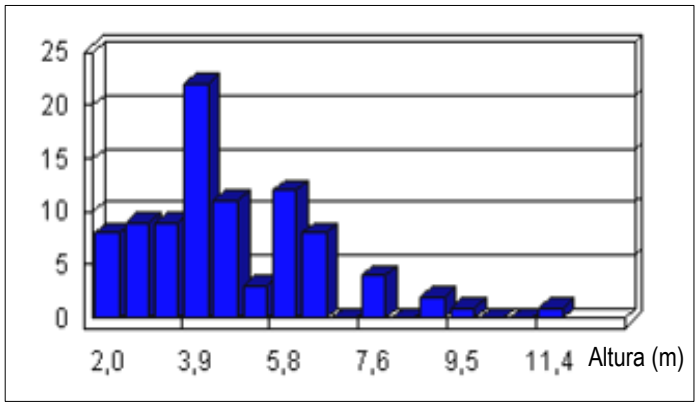


Figura 8.10: Gráfico con la frecuencia de distribución de alturas máximas de la dunas en el campo de dunas de La Parrilla. Muestra: 90 alturas. Eje Y: Nº de registros de alturas.

Muestra:	90
Altura menor medida:	2 m
Altura mayor medida:	12 m
Media:	4.8 m
Desviación estándar:	1.8 m

Tabla 8.5: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable altura máxima medida en las dunas del CD de La Parrilla.

Se puede apreciar que, aunque la media de alturas medidas se sitúa alrededor de los 5 m, en realidad hay dos alturas predominantes, las dunas de 4 y de 6 m, mientras que las alturas superiores a los 8 m son prácticamente inapreciables. Sin embargo destacan algunas alturas de hasta 12 m que se dan en las dunas de mayores dimensiones superficiales situadas en la parte central del campo de dunas situado sobre el páramo (Fig. 8.9 y mapa geomorfológico del Anexo 5). Por otro lado, son muy frecuentes las alturas comprendidas entre 2 y 4 m.

Las dunas de este campo de dunas pueden considerarse en comparación con el resto de dunas de Tierra de Pinares como de tipo medio y bajo.

Figura 8.11: Duna parabólica de pequeñas dimensiones de tipo *lobate* en "V" observada desde la zona a barlovento (SO). Se aprecia la depresión central de deflación y los brazos de la duna a ambos lados de la misma, así como otro cuerpo dunar avanzando sobre ella desde barlovento.

También, existe una superposición entre cuerpos dunares en el centro y borde noreste (sotavento) del campo de dunas, con abundantes obliteraciones y reducción del espacio interdunar, esto queda evidenciado en los análisis de proximidad realizados en el SIG y en la estadística de tipologías por la abundancia de dunas en contacto (54 %), en su mayoría parabólicas.

8.4.2.1.2. Formas de deflación eólica

En general, las crestas dunares se encuentran aplanadas por los efectos de la deflación eólica. Hay abundantes *blowouts* tipo *saucer* de tamaños medios (5-20 x 15-40 m) y relaciones ancho-largo de 1:2 a 1:3. Las pendientes máximas interiores que se han medido se encuentran en el intervalo de 15 a 25º, estas últimas, en algunos que presentaba actividad reciente con arenas sueltas en el interior y exterior del *blowout.*

También hay algunos surcos de deflación (*wind-furrows*) de grandes dimensiones en la parte sur del campo de dunas con dimensiones entre los 10-40 m de ancho, 90-300 m de largo y pendientes máximas entre los 15 y 20º.

Estos *blowouts* y surcos de deflación se desarrollan preferentemente sobre las crestas aplanadas de las dunas parabólicas y transversas y en los flancos a barlovento de algunas dunas de mayor dimensión, es decir, en las zonas más expuestas a la deflación eólica producida por el viento.

Las morfologías de deflación eólica indican paleovientos erosivos procedentes del suroeste.

8.4.2.2. Campo de dunas del Páramo de Montemayor de Pililla

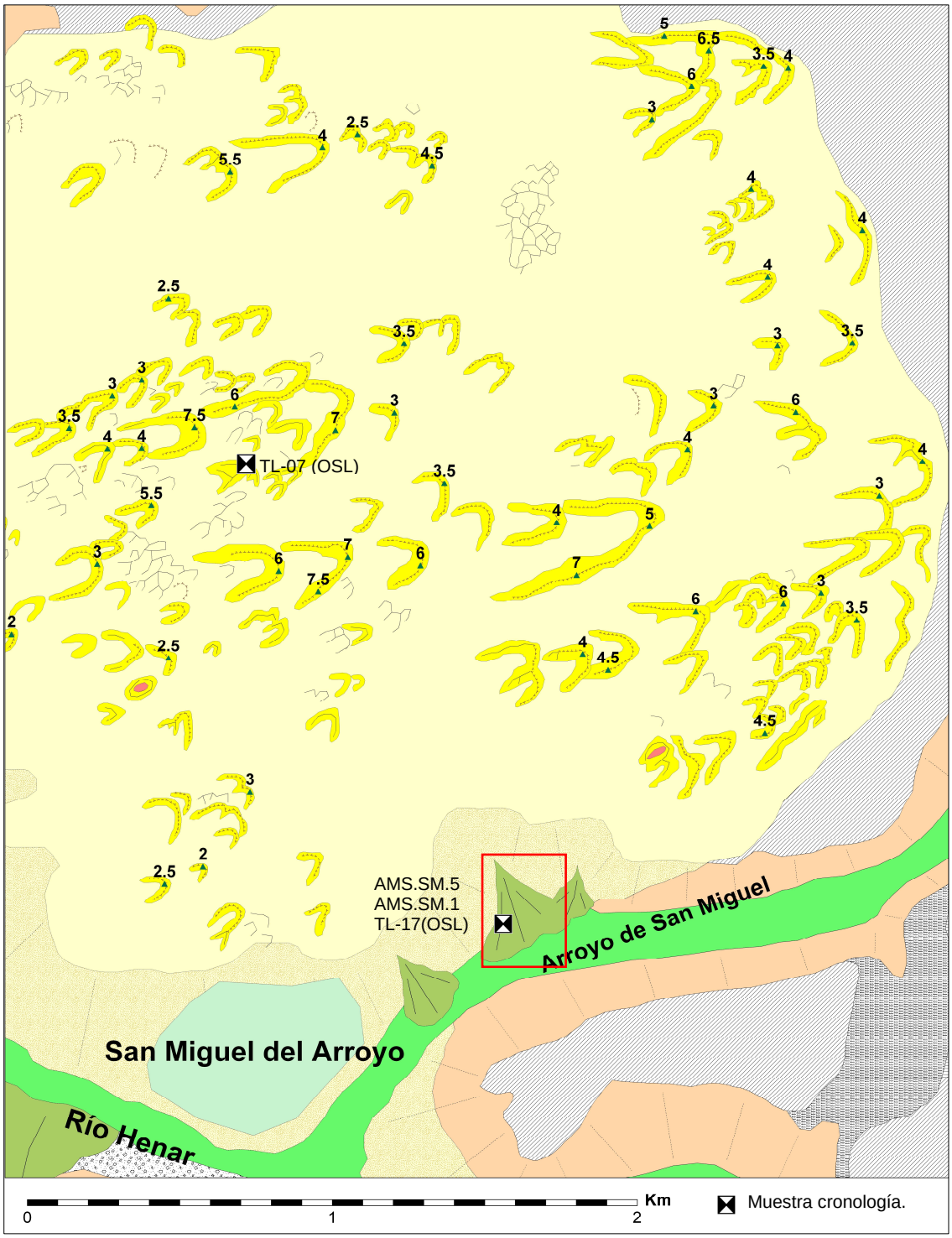


Figura 8.12: Cartografía geomorfológica del campo de dunas del páramo de Montemayor de Pililla con las alturas de dunas (m). Enmarcado en rojo, el abanico aluvial cuyas secuencias sedimentarias se han estudiado en detalle. También se ha incluido la situación de toma de las muestras TL-07, TL-17, AMS.SM.5 y AMS.SM.1 para dataciones por luminiscencia y ^{14}C, las tres últimas asociadas al abanico de San Miguel del Arroyo. Leyenda en el Anexo 1.

8.4.2.2.1. Descripción general. Formas de acumulación y abanico aluvial de San Miguel del Arroyo

Este campo de dunas se encuentra sobre el Páramo carbonatado entre las poblaciones de Montemayor de Pililla y San Miguel del Arroyo, esta última población ya situada en el margen derecho de la vega del río Henar (afluente del Cega) y del arroyo de San Miguel. Está formado por tanto, con las arenas eólicas que se internan hacia el este a lo largo del valle que forma el arroyo de Mesegar (también afluente del Cega) y que trepan por las cuestas del Páramo, extendiéndose por el replano superior donde se origina el campo de dunas (Fig. 8.12 y mapa geomorfológico del Anexo 5).

CAMPO DE DUNAS DEL PÁRAMO DE MONTEMAYOR DE PILILLA								
Tipos de dunas principales	**Subtipos**						**Nº Total dunas**	**%**
							228	100 %
Longitudinales							5	2.2 %
Transversas	Simples	Cresta recta			2	50 %	4	1.8 %
		Sinuosas			2	50 %		
Parabólicas	Simples	Alargadas *(elongate)*	12	6 %	192	75 %	219	96 %
		Lobate	118	62 %				
		Semicirculares	52	27 %				
		Media luna *Lunate*	6	3 %				
		Tendencia transversa	4	2 %				
	Compuestas	En escalera (*Echelon*)	3	11 %	27	21 %		
		Resto	24	89 %				
Dunas en contacto	Parabólicas en contacto				111	96 %	115	% sobre el total 50 %
	Resto				4	4 %		

Tabla 8.6: Resumen estadístico de las tipologías de acumulación eólica del campo de dunas de Montemayor de Pililla. Los subtipos de dunas parabólicas según la clasificación de Pye (1993).

Hay que destacar, que una parte de las arenas eólicas descienden en forma de dunas irregulares en cascada por la cuesta oriental del páramo (Fig. 8.12), envolviendo

prácticamente el pueblo de San Miguel del Arroyo, e intercalándose y contribuyendo también a la formación de tres abanicos con secuencias aluviales y eólicas, habiéndose podido observar las secuencias sedimentarias del mayor de ellos gracias a la existencia de una excavación a cielo abierto para extracción de arenas (Figs. 8.14 y 8.15).

Se trata de un campo de dunas con un elevado predominio de las dunas parabólicas (96%), aunque también se han reconocido en mucha menor medida formas transversas y longitudinales, con mayor presencia de estas últimas (2.2 %) que en otros campos de dunas de Tierra de Pinares (tabla 8.6). Destaca también una elevada proporción de cuerpos dunares en contacto (50 %).

Entre las parabólicas simples hay un elevado número de dunas parabólicas alargadas con brazos paralelos y subparalelos, aunque las tipologías parabólicas dominantes son las formas *lobate* en "V" y las semicirculares.

No se observa una pauta clara en la asimetría de los cuerpos dunares, al contrario de lo que sucedía en La Parrilla, es decir, el alargamiento de un brazo al norte o noroeste de la depresión interna aparece con similar frecuencia que el alargamiento del brazo al sur o sureste de dicha depresión en otros cuerpos dunares.

Este campo de dunas es el que presenta las formas dunares de menor tamaño de toda Tierra de Pinares, tanto en altura como en dimensiones horizontales, como se puede apreciar en las cartografías (Fig. 8.12 y mapa geomorfológico del Anexo 5), así como en el gráfico y tabla de estadísticas de alturas de dunas (Fig. 8.13 y tabla 8.7).

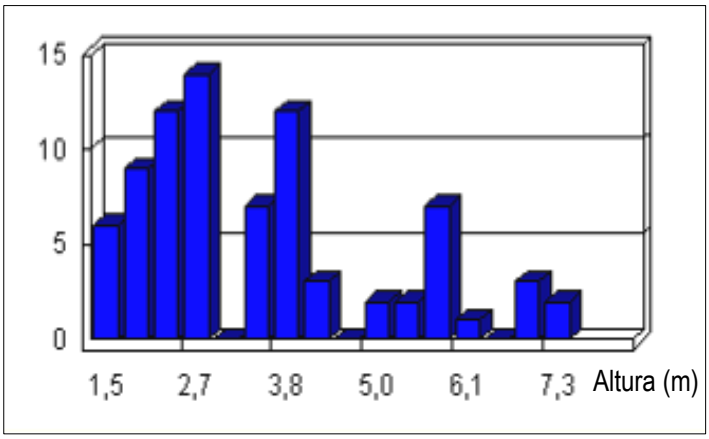


Figura 8.13: Gráfico con la frecuencia de distribución de alturas máximas de la dunas en el CD de Montemayor de Pililla. Muestra: 80 alturas. Eje Y: Nº de registros de alturas.

Muestra:	80
Altura menor medida:	1.5 m
Altura mayor medida:	7.5 m
Media:	3.6 m
Desviación estándar:	1.6 m

Tabla 8.7: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable altura máxima medida en las dunas del campo de dunas de Montemayor de Pililla.

A pesar de tener una altura media de 3.6 m, de la gráfica de distribución de frecuencias se deduce que hay dos alturas predominantes de 3 y 4 m respectivamente. También hay numerosas dunas con alturas alrededor de los 6 m. Sin embargo, las alturas superiores a los 6 m son muy escasas, siendo la máximas altura observadas de 7.5 m, en algunas dunas parabólicas mayores en la zona central del campo de dunas.

Figura 8.14: Vista del abanico aluvial y arenas eólicas descendiendo sobre el fondo de valle del Arroyo de San Miguel desde el páramo carbonatado mioceno

En cuanto al abanico aluvial (Figs. 8.12 y 8.14), este pudo ser estudiado en un afloramiento de 7 m de espesor máximo (Fig. 8.15) en el que se observan tramos

aluviales, edáficos y eólicos intercalados, como se puede observar en la columna estratigráfica levantada (Fig. 8.16). En esta, se determinan claramente dos tramos de arenas eólicas de grano fino a medio bien clasificadas con laminaciones paralelas y subparalelas. Estas arenas eólicas habrían sido transportadas desde los páramos o cuestas miocenas por vientos del oeste y/o a lo largo del fondo de valle por vientos del suroeste. La primera secuencia eólica se observa en la base del tramo estudiado con una potencia visible aproximada de 1.4 m y que está limitada por un nivel de arenas oscuras. Por otro lado, la segunda secuencia eólica se encuentra hacia el techo de la serie y también está formada por arenas limpias y bien clasificadas de tamaño medio y fino con estratificación subhorizontal, quedando limitada hacia el techo por una secuencia aluvial ligeramente erosiva y con un carácter granulométrico muy heterogéneo.

Figura 8.15: Afloramiento en San Miguel del Arroyo en el que se estudiaron las secuencias sedimentarias del abanico aluvial. En la base se aprecian las arenas eólicas y el suelo S-1.

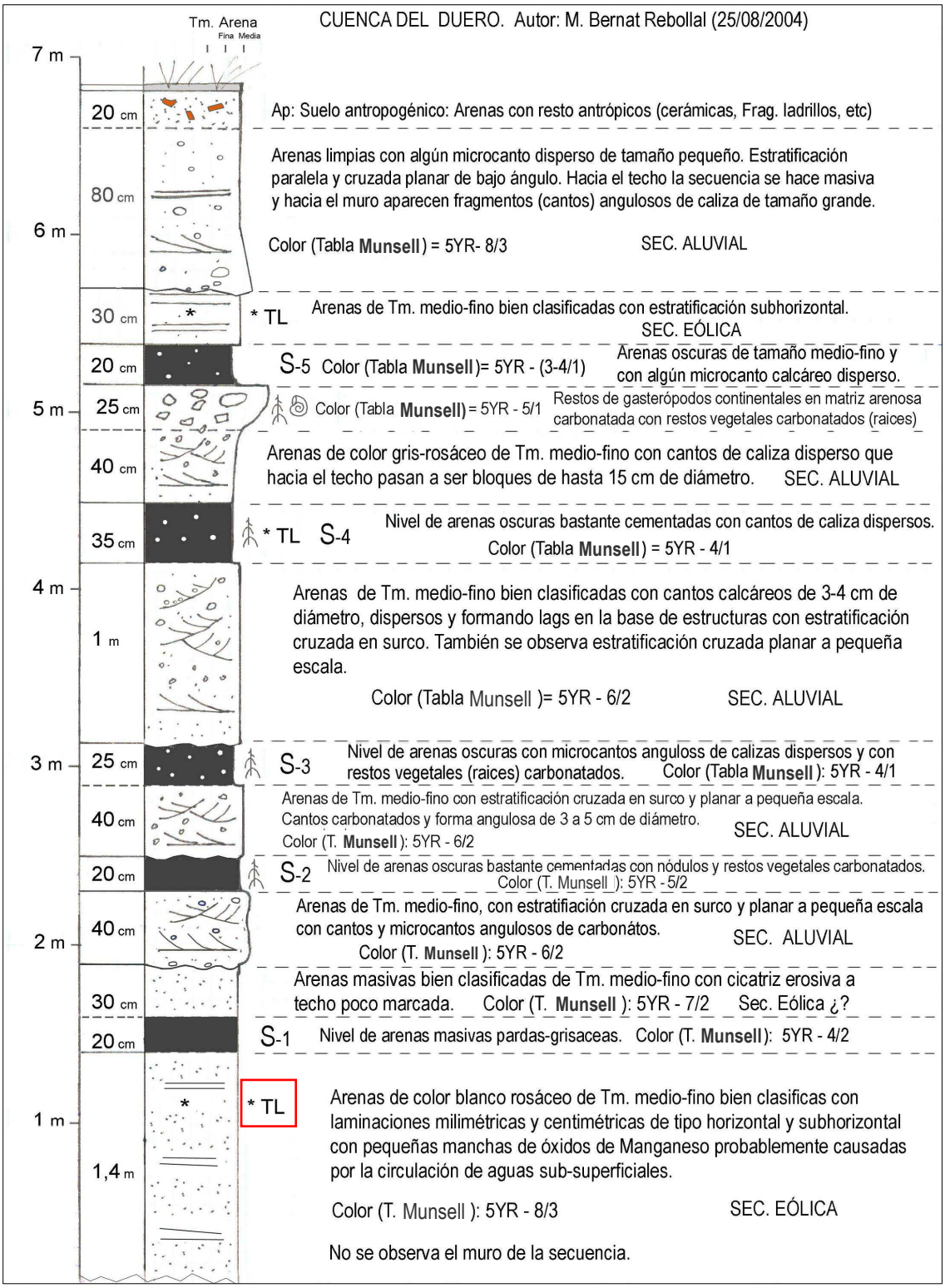


Figura 8.16: Columna estratigráfica esquemática del abanico aluvial de San Miguel del Arroyo. Se observan secuencias aluviales y suelos intercalados, aparte de apreciarse claramente dos secuencias eólicas en la base y hacia el techo del tramo analizado. También se obtuvieron muestras para realizar dataciones por luminiscencia de la base eólica (marco rojo: TL-17 por OSL), y por ^{14}C del suelo inferior S-1 (AMS-SM.1) y del suelo superior S-5 (AMS-SM.5).

Entre los tramos eólicos descritos se observan 4 secuencias aluviales y 5 horizontes A de suelos intercalados que están indicando interrupciones en la sedimentación, tanto de tipo aluvial como eólica. Los tramos aluviales son de granulometría predominantemente arenosa pero con tamaño de grano más heterogéneo, con microcantos y cantos subangulosos de naturaleza carbonatada procedentes de los rebordes del páramo de calizas miocenas.

Con el objetivo de obtener dataciones de los momentos de actividad eólica y de las interrupciones sedimentarias, se ha realizado un muestreo selectivo de las secuencias eólicas y de los suelos mejor desarrollados, datándose finalmente mediante OSL la secuencia eólica de la base y por radiocarbono (AMS) los suelos S-1 (muro) y S-5 (techo), tal y como se expone en el capítulo 13 (Cronología de los depósitos eólicos).

8.4.2.2.2. Formas de deflación eólica

Las crestas de las dunas de mayores dimensiones de este campo de dunas están bastante aplanadas por la erosión y contienen pequeños surcos de deflación con forma elíptica alargada (Fig. 8.17) tipo *trough-blowouts* con relaciones ancho-largo de 1:4 y dimensiones métricas (3-10 m de ancho por 10-40 m de largo).

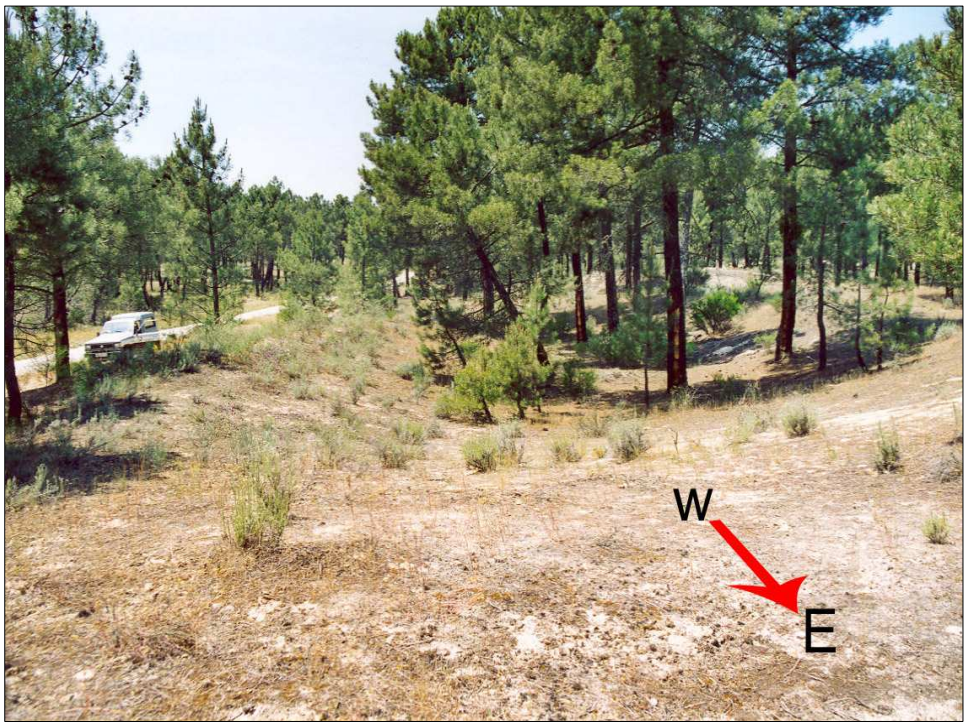


Figura 8.17: Depresión de deflación alargada tipo *trough-blowout* sobre cresta de duna parabólica degradada del campo de dunas de Montemayor de Pililla.

También se observan extensas zonas con morfologías de deflación en forma de enrejado, cuyas manifestaciones de mayor tamaño han podido ser cartografiadas (Fig. 8.12: zona norte y noreste). En estos sectores se suceden pequeñas depresiones erosivas elípticas (*saucer blowouts*) de similares morfologías y dimensiones métricas (normalmente de 4-5 m de ancho por 6-8 m de largo) que se distribuyen en todas la direcciones, de manera que unas depresiones de deflación comparten crestas con otras conformando un relieve de deflación en enrejado característico, que también está presente en otros campos de dunas de Tierra de Pinares. Estas depresiones, también tienen sus ejes mayores en la dirección del viento dominante.

Al igual que en el anterior campo de dunas, las morfologías de deflación señalan claramente paleovientos erosivos del suroeste.

8.4.2.3. Campo de dunas de Arévalo

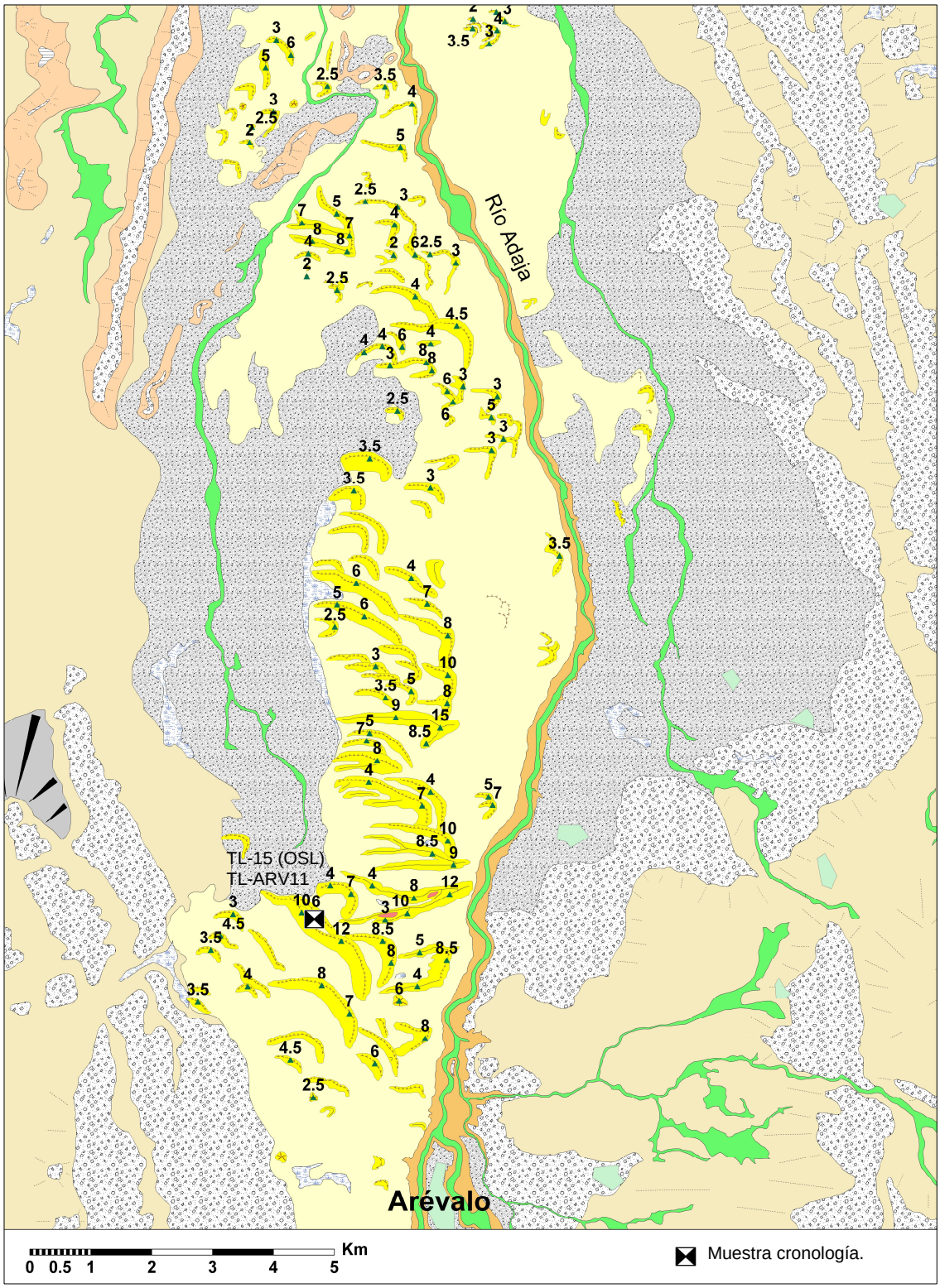


Figura 8.18: Cartografía geomorfológica del campo de dunas de Arévalo con las alturas principales de las dunas en metros. Se incluye la posición de las muestras TL-ARV11 y TL-15 para dataciones por luminiscencia. Leyenda en el Anexo 1.

8.4.2.3.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica

Este campo de dunas se concentra en una banda alargada de norte a sur (Fig. 8.18 y mapa geomorfológico del Anexo 5), con una longitud de unos 18 km. y una anchura aproximada de 3-3.5 km que se encuentra situada en el margen izquierdo del río Adaja. Estos arenales eólicos recubren las terrazas fluviales y la superficie detrítica Plio-cuaternaria del margen izquierdo del río. La concentración mayor de dunas comienza al norte de Arévalo, a partir de la confluencia entre el río Adaja y el Arevalillo y se mantiene con similares características hasta el este de la localidad de Ramiro.

CAMPO DE DUNAS DE ARÉVALO								
Tipos de dunas principales	**Subtipos**						**Nº Total dunas**	**%**
							142	100%
Barjanes							2	1.4 %
Domos							7	5 %
Transversas	Simples	Cresta recta			22	73 %	30	21 %
		Sinuosas			8	27 %		
Parabólicas	Simples	Alargadas *(elongate)*	3	5 %	61	88 %	100	70 %
		Lobate	30	49 %				
		Semicirculares	22	36 %				
		Tendencia transversa	6	10 %				
	Compuestas	Alargadas	3	37.5 %	8	12 %		
		Resto	5	62.5 %				
Dunas en contacto	Parabólicas en contacto				39	81%	48	% sobre el total 33 %
	Resto				9	19 %		

Tabla 8.8: Resumen con la estadística de las tipologías de acumulación eólica del campo de dunas de Arévalo. La designación de los subtipos parabólicos siguen principalmente la clasificación de Pye (1993).

Como se puede apreciar en la cartografía (Fig. 8.18) y en la tabla de tipologías de acumulación eólica (Tabla 8.8), este campo contiene numerosas dunas parabólicas de distinto tipo superando con un 70 % al resto de formas dunares. Así, predominan las

parabólicas simples, entre las que destacan las de tipo *lobate* (49 %), *semicirculares* (36 %) y las muy abiertas de tendencia transversa (10 %). También, aunque escasas (5 %), son muy características de este campo de dunas una serie de dunas parabólicas alargadas, tanto simples como compuestas y de gran tamaño. Las dunas transversas de cresta recta y sinuosa son las segundas formas dunares más numerosas, con un 30 % del total. Las dunas tienden a disminuir en tamaño y altura hacia el suroeste (barlovento) sobre todo en la zona meridional del campo de dunas (Fig. 8.18 y mapa geomorfológico del Anexo 5).

Figura 8.19: Relieve eólico suave cultivado con crestas suaves y depresiones. En las primeras, aflora el horizonte Bt (Arcilloso) de color pardo rojizo mientras que en las depresiones se acumulan arenas eólicas sueltas procedentes del horizonte superior de arenas (E) y que resaltan en la fotografía por su color blanquecino.

En las crestas de las dunas muy degradadas por la erosión, llega a aflorar el horizonte Bt (arcilloso) del suelo en las tierras de cultivo situadas sobre ellas. La presencia de estos horizontes Bt indican una fuerte evolución edáfica con una intensa iluviación, que además parecería señalar (aunque no necesariamente) una mayor antigüedad en la génesis dunar sobre todo si las comparamos con las arenas eólicas muy poco compactadas de los páramos. La compactación del horizonte arcilloso permite el cultivo de estos depósitos arenosos una vez el horizonte A más superficial y arenoso se

ha eliminado por efecto de la erosión hídrica y eólica ayudada por la secular acción antrópica de roturación agrícola, quedando así expuesto el horizonte Bt tal como se aprecia en la figura 8.19, donde únicamente se observan un horizonte E (arenas sueltas de color blanco) en las zonas más deprimidas del relieve eólico.

Asimismo, la cartografía geomorfológica (Fig. 8.18: zona sur, próxima a muestras de cronologías) permite diferenciar claramente dos generaciones de dunas, una primera formada por vientos del oeste con dunas parabólicas alargadas tanto simples como compuestas y una segunda que avanza sobre la primera, producto de vientos del suroeste, formada por dunas transversas y parabólicas de tipo semicircular (Fig. 8.20). También se aprecia una cierta asimetría de los cuerpos dunares parabólicos en su mayoría con mayor desarrollo del brazo izquierdo, al norte o noroeste de la depresión interna.

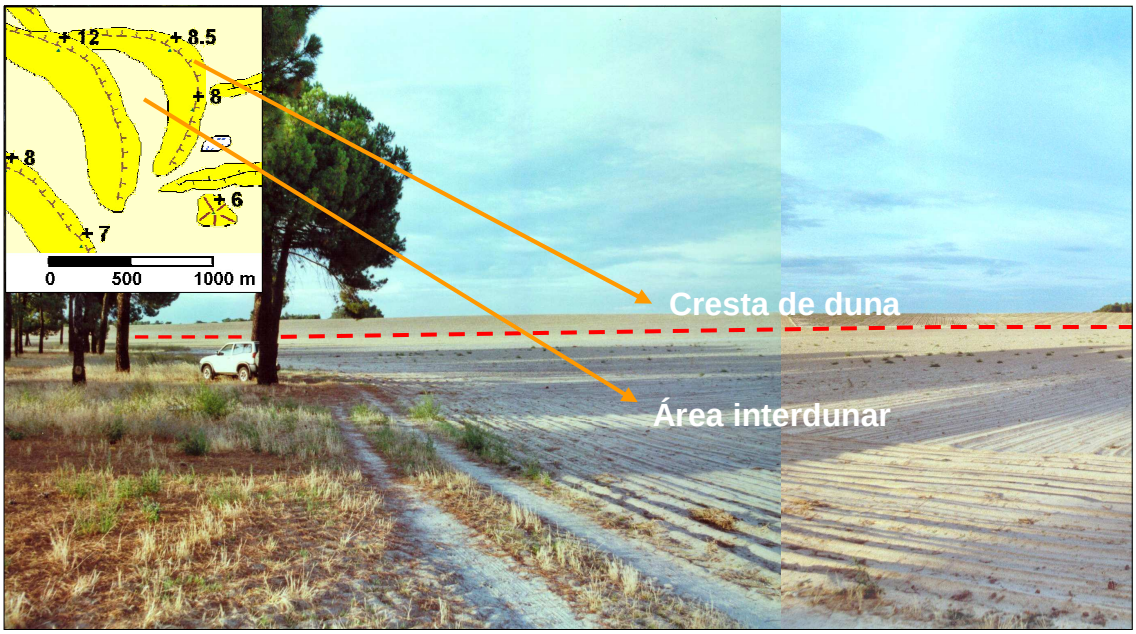


Figura 8.20: Fotografía compuesta y detalle cartográfico del entorno próximo a una duna parabólica de tipo semicircular del campo de dunas de Arévalo. Se aprecia al fondo la cresta dunar y el flanco a barlovento, así como la depresión interdunar seca entre esta duna y el frente dunar de tipo transverso que avanza sobre la primera desde el suroeste.

De las alturas máximas medidas en las dunas (Fig. 8.21 y tabla 8.9), cabe destacar una altura media de 5.2 m, mayor que la de los campos de dunas descritos anteriormente. Sin embargo, las alturas entre los 2 y 4 m son muy frecuentes como revela el gráfico de distribución de frecuencias (Fig. 8.21), después de este intervalo de alturas destaca otro con alturas entre 5 y 8 m. Las alturas superiores a los 10 m son

anecdóticas y se restringen a una serie de dunas de grandes dimensiones en la parte meridional y central del campo de dunas (Fig. 8.18 y mapa geomorfológico del Anexo 5).

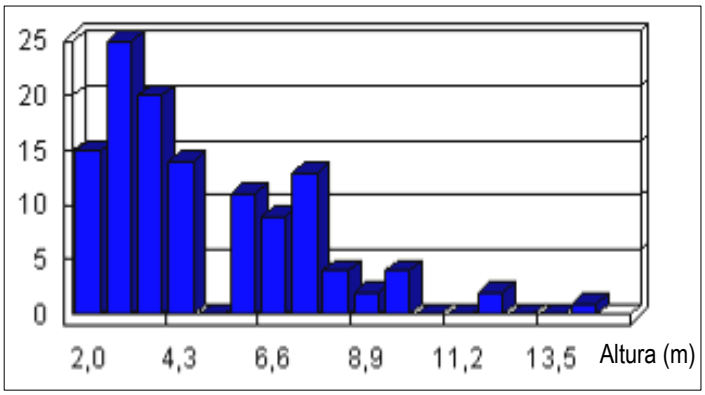


Figura 8.21: Gráfico con la frecuencia de distribución de alturas máximas de las dunas en el campo de dunas de Arévalo. Muestra: 120 alturas. Eje Y: Nº de registros de alturas.

Muestra:	120
Altura menor medida:	2 m
Altura mayor medida:	15 m
Media:	5.2 m
Desviación estándar:	2.1 m

Tabla 8.9: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable altura máxima medida en las dunas del campo de dunas de Arévalo.

8.4.2.3.2. Formas de deflación eólica

En este campo de dunas las crestas dunares están muy degradadas y aplanadas por la erosión o deflación eólica, sin embargo apenas se observan en ellas depresiones de deflación eólica con la excepción del extremo sur del campo (Figs. 8.18: sur y 14.3-A), quizás debido a la presencia de horizontes de suelo arcilloso (Bt) que compactan las superficies expuestas de las dunas, frenando los efectos de la erosión eólica. Únicamente, en la zona meridional se observa algún surco de deflación en la depresión central a barlovento de las dunas y dos grandes surcos de deflación sobre los brazos de una gran duna parabólica alargada. Estos últimos tienen grandes dimensiones y se estiran decenas de metros en la dirección del paleoviento constructor de componente oeste-suroeste.

Por otro lado, en la zona a barlovento del campo de dunas, en el extremo suroeste, hay una amplia terraza fluvial cuaternaria que tiene en superficie un alto contenido de gravas y cantos de cuarcita, presentándose una buena parte estos cantos con formas alargadas y caras facetadas esculpidas por el impacto de los granos de arena al ser transportadas por el viento, tratándose por tanto de ventifactos (Fig. 8.22). En este depósito, también destaca la escasez de contenidos en arena de tamaño medio-fino, que presumiblemente habrían sido barridos y transportados por los vientos occidentales hacia sotavento, donde habrían contribuido a la formación del campo de dunas.

Figura 8.22: Ventifactos de cuarcita recogidos en la terraza cuaternaria a barlovento del campo de dunas de Arévalo. Se aprecia su aspecto alargado y numerosas caras facetadas. La superficie sobre la que se han fotografiado pertenece a la misma terraza donde se han recogido y estaría formada por arenas de tamaño grueso y muy grueso, así como gravas y cantos de diferente tamaño. En principio no muestran una orientación preferente debido a las intensas labores agrícolas que ha sufrido la superficie de la terraza.

8.4.2.4. Campo de dunas de Coca

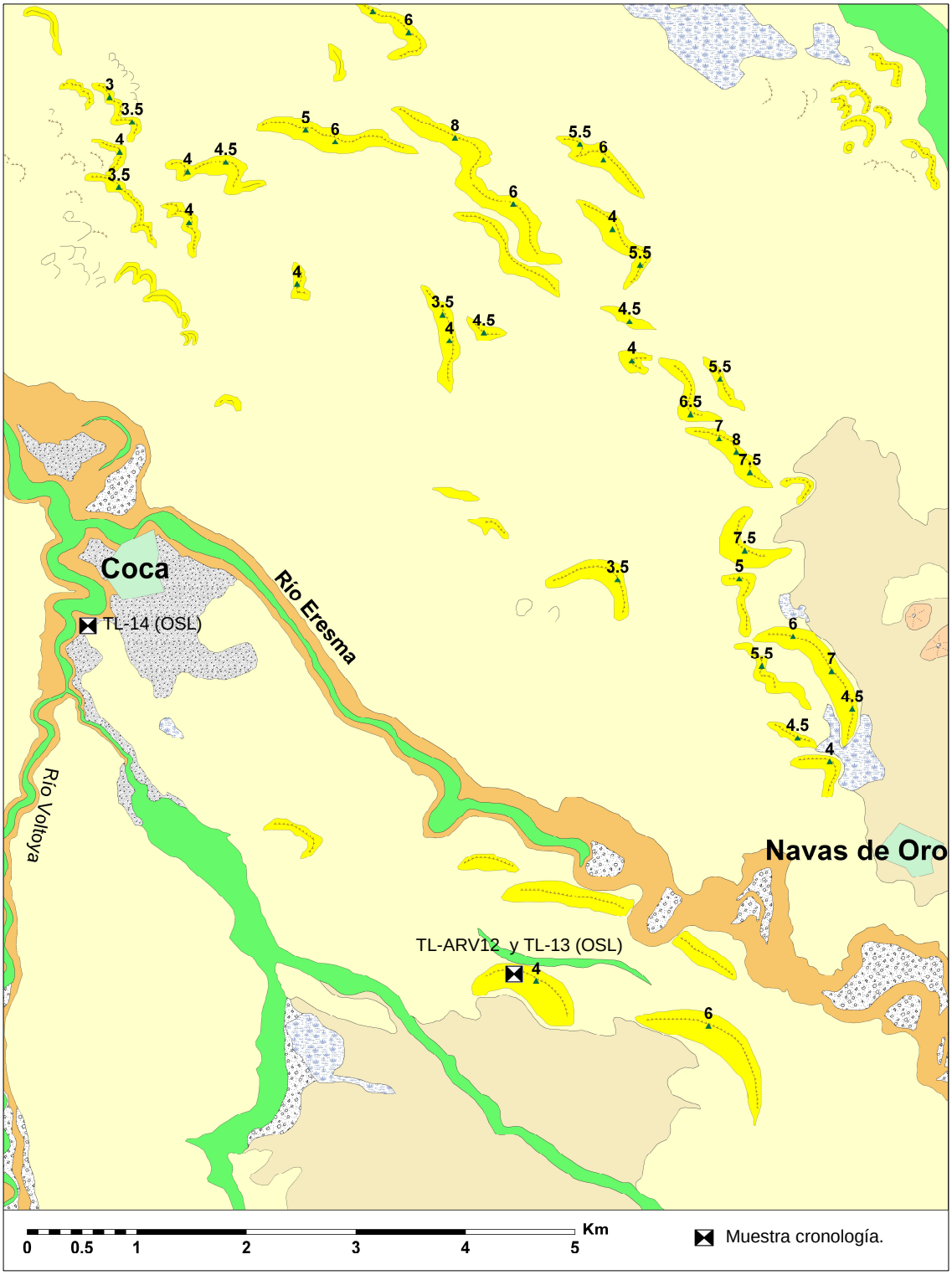


Figura 8.23: Cartografía geomorfológica del campo de dunas de Coca y de las dunas situadas al norte de Nava de la Asunción, en el margen izquierdo del río Eresma. También se puede observar la situación de las tres muestras TL-ARV12, TL-13, y TL-14 para dataciones por luminiscencia. Se incluyen las alturas principales de las dunas. Leyenda en el Anexo 1.

8.4.2.4.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica

Los arenales eólicos que forman este campo de dunas recubren las terrazas fluviales y superficie de Coca (Pérez-González, 1982a) del margen derecho del río Eresma y se extienden de sureste a noreste desde las poblaciones de Navas de Oro hasta Fuente El Olmo de Iscar (Fig. 8.23 y mapa geomorfológico del Anexo 5).

Con 19 km^2, se trata del tercer campo de dunas en extensión en Tierra de Pinares, pero el número de dunas que contiene es menor que otros de menor tamaño, debido principalmente a su alta dispersión con grandes espacios interdunares o manto eólico entre las dunas, esto también queda reflejado en la baja proporción de cuerpos dunares en contacto (15%) en comparación con los otros campos de dunas estudiados (tabla 8.10).

A pesar de las grandes dimensiones en planta de las dunas, se trata de relieves poco significativos que apenas sobresalen 8 m del terreno, esto es debido probablemente a que han sufrido una elevada degradación eólico/fluvial con aplanamiento de crestas y rebajamiento de las alturas iniciales.

CAMPO DE DUNAS DE COCA								
Tipos de dunas principales	**Subtipos**						**Nº Total dunas**	**%**
							39	100%
Barjanes							2	5 %
Transversas	Simples	Cresta recta			6	46 %	13	33 %
		Sinuosas			7	54 %		
Parabólicas	Simples	*Lobate*	5	29 %	17	71 %	24	62 %
		Semicirculares	1	6 %				
		Media luna (*lunate*)	8	47 %				
		Tendencia transversa	3	18 %				
	Compuestas				7	29 %		
Dunas en contacto	Parabólicas en contacto				6	100%	6	% sobre el total 15 %

Tabla 8.10: Estadística de las tipologías de acumulación eólica del campo de dunas de Coca. Los subtipos de dunas parabólicas se designan según la clasificación de Pye (1993).

En el análisis sobre las tipologías dunares, destaca la presencia, aunque escasa (2%), de morfologías barjanoides, así como la elevada proporción de dunas transversas (33%) en comparación con el resto de campo de dunas investigados. Entre las dunas parabólicas, que representan el 62 % del total de las formas dunares, destaca el predominio de las formas parabólicas muy abiertas, de tipo media luna (47 %) y las de tendencia transversa (33 %). Estas diferencias morfológicas respecto otros campos de dunas de la cuenca, parece sugerir una edad y condiciones de formación distintas, quizás de mayor aridez y antigüedad como parecen sugerir los datos cronológicos obtenidos en depósitos eólicos enterrados en la zona a sotavento del campo de dunas (Fig. 8.24) y en las dunas de Nava de la Asunción (capítulo 13, cronologías: TL-14 y TL-ARV12), en esta última zona también se observan horizontes arcillosos (Bt) en los depósitos eólicos (Fig. 11.4).

Figura 8.24: Detalle de laminaciones de depósito eólico en las proximidades de Coca. Se aprecia una estratificación cruzada planar a gran escala, sobre ella y de forma discordante (corta la estratificación) se deposita una secuencia de arenas masivas tipo manto eólico y otra formada por arenas gruesas con gravas de tipo aluvial. Se ha obtenido la cronología de este depósito mediante OSL a partir de la muestra TL-14 (Cap. 13, Apdo. 13.2.2).

Las áreas interdunares tienen un carácter claramente seco, con ausencia total de zonas húmedas permanentes o con encharcamientos estacionales, excepto en el borde suroccidental del campo de dunas (Fig. 8.23: sureste), donde hay algún fondo húmedo tipo nava en la zona de contacto entre los depósitos arenosos y el Terciario, este último con altos contenidos de arcillas que proporcionan impermeabilidad al substrato.

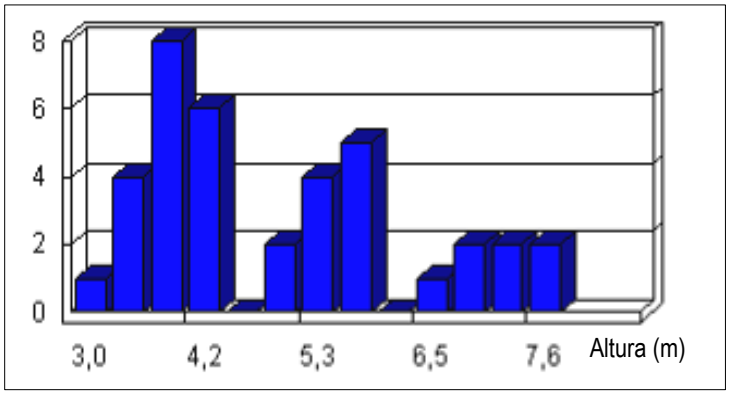


Figura 8.25: Gráfico con la frecuencia de distribución de alturas máximas de las dunas en el campo de dunas de Coca. Muestra: 36 alturas. Eje Y: Nº de registros de alturas.

Muestra:	36
Altura menor medida:	3 m
Altura mayor medida:	8 m
Media:	5.1 m
Desviación estándar:	1.4 m

Tabla 8.11: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable altura máxima medida en las dunas del campo de dunas de Coca.

Del análisis sobre las medidas máximas de alturas (Fig. 8.25 y tabla 8.11), cabe destacar una altura media de 5.1 m similar al del campo de dunas de Arévalo. Sin embargo, las alturas entre los 3.5 y 4 m son muy frecuentes, como revela el gráfico de distribución de frecuencias (Fig. 8.25), después de este intervalo de alturas, destaca otro con alturas entre 5 y 6 m. Las alturas superiores a los 6.5 m son poco frecuentes y se restringen a una serie de dunas de grandes dimensiones en la parte central del campo de dunas (mapa geomorfológico del Anexo 5), en su mayoría de tipo transverso. Es notable también, el bajo valor de la desviación estándar, lo cual nos indica la escasa dispersión de las alturas máximas respecto la media.

8.4.2.4.2. Formas de deflación eólica

En cuanto a las formas de deflación, lo único destacable de este sector de Tierra de Pinares es la presencia surcos de deflación principalmente en el límite noroccidental del campo de dunas, a barlovento de la principales dunas (Fig. 8.23) y con morfologías elípticas alargadas hasta 300 m en su eje mayor, de escasa profundidad (1.5-2 m) y estiradas en la dirección de los paleovientos erosivos de componente suroeste.

8.4.2.5. Campo de dunas de Mudrián

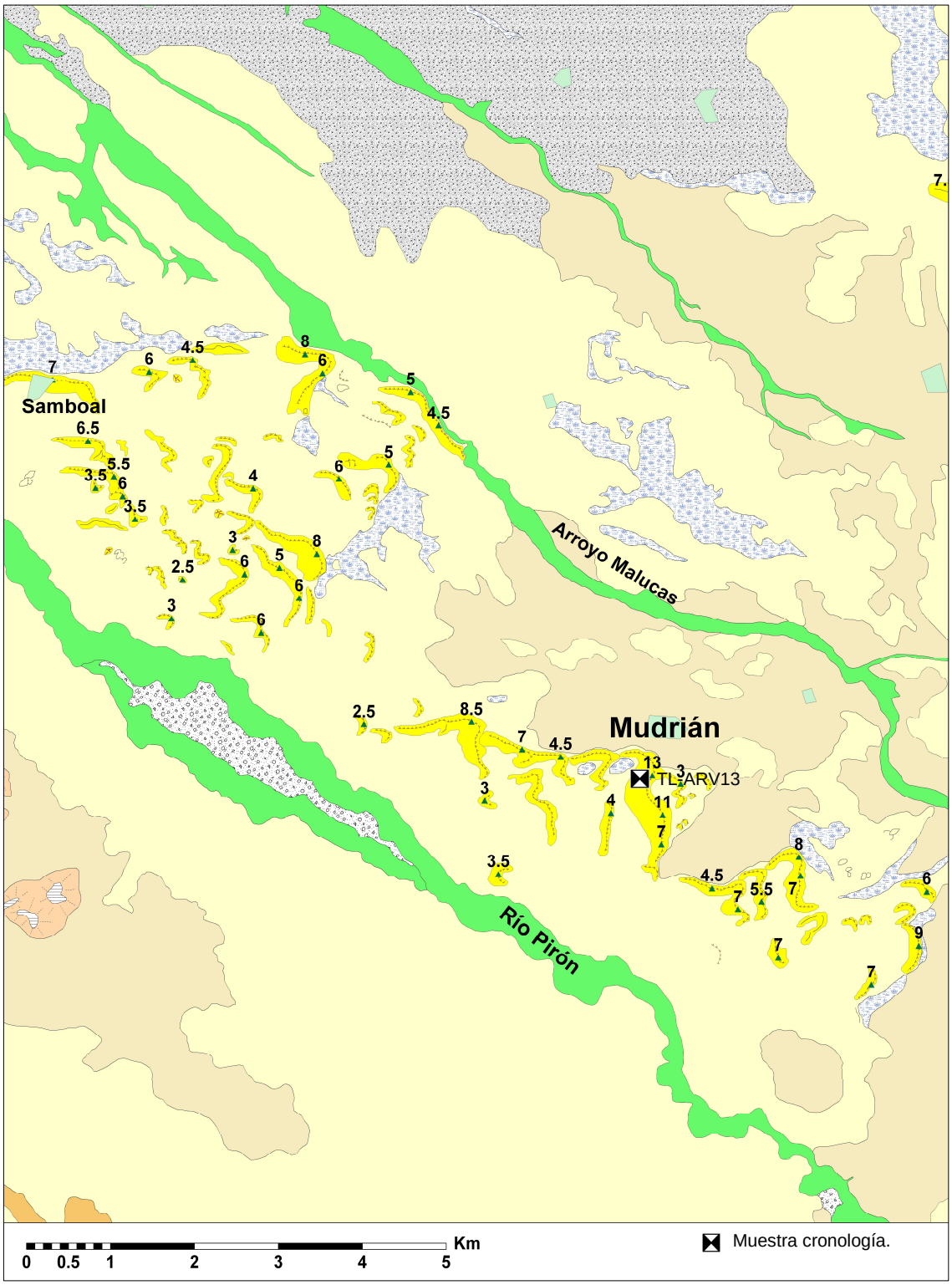


Figura 8.26: Cartografía geomorfológica en detalle del campo de dunas de Mudrián situado entre esta población y la de Samboal al noroeste. Se incluyen las alturas de las dunas y la situación de la muestra TL-ARV13 para datación por luminiscencia. Leyenda en el Anexo 1.

8.4.2.5.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica

Se trata de un campo de dunas con dos concentraciones principales, la primera de ellas con dunas dispersas y más abierta a unos 2.5 km al noroeste de Mudrián (*Fig. 8.26: centro izquierda)* y que llegaría hasta Samboal, población asentada en parte sobre una duna relicta, mientras que la segunda concentración dunar con áreas interdunares más cerradas se encontraría al sur-suroeste de Mudrián (Fig. 8.26: centro inferior).

En este caso, los arenales eólicos recubren las terrazas fluviales entre el margen derecho del río Pirón y su afluente el río Malucas que discurre paralelo al anterior por su derecha, así como superficies terciarias formadas por conglomerados, arenas silíceas y lutitas.

CAMPO DE DUNAS DE MUDRIÁN								
Tipos de dunas principales	**Subtipos**						**Nº Total dunas**	**%**
							76	100 %
Barjanes							6	8 %
Domos							4	5.3 %
Longitudinales							1	1.3 %
Transversas	Simples	Cresta recta			11	78.6 %	14	18.4 %
		Sinuosas			3	21.4 %		
Parabólicas	Simples	Alargadas	1	3.5 %	29	57 %	51	67 %
		Lobate	12	41%				
		Semicirculares	7	24 %				
		Media luna	5	17.5 %				
		Tendencia transversa	4	14 %				
	Compuestas				22	43 %		
Dunas en contacto	Parabólicas en contacto				15	100 %	15	% sobre el total 19.7 %

Tabla 8.12: Estadística de las tipologías de acumulación eólica del campo de dunas de Mudrián. Los subtipos de dunas parabólicas se designan según la clasificación de Pye (1993).

Con una extensión de 16 km^2, sólo está por delante de lo campos de dunas desarrollados sobre los páramos, sin embargo tiene mayor número de dunas que el de Coca que es el que le sigue en extensión, siendo la variedad de formas eólicas observadas y cartografiadas, de las mayores de Tierra de Pinares (Fig. 8.26 y tabla

8.12). En cuanto a las dimensiones horizontales de las formas dunares (anchuras, longitudes de cuerpo principal y/o brazos), en general, son similares a las del campo de dunas de Arévalo y Coca. Asimismo, debido a la cantidad y calidad de los afloramientos también se pueden observar perfectamente las estructuras sedimentarias internas de algunos cuerpos dunares como se puede comprobar en las figuras 11.5, 11.6 y 11.7 del capítulo 11.

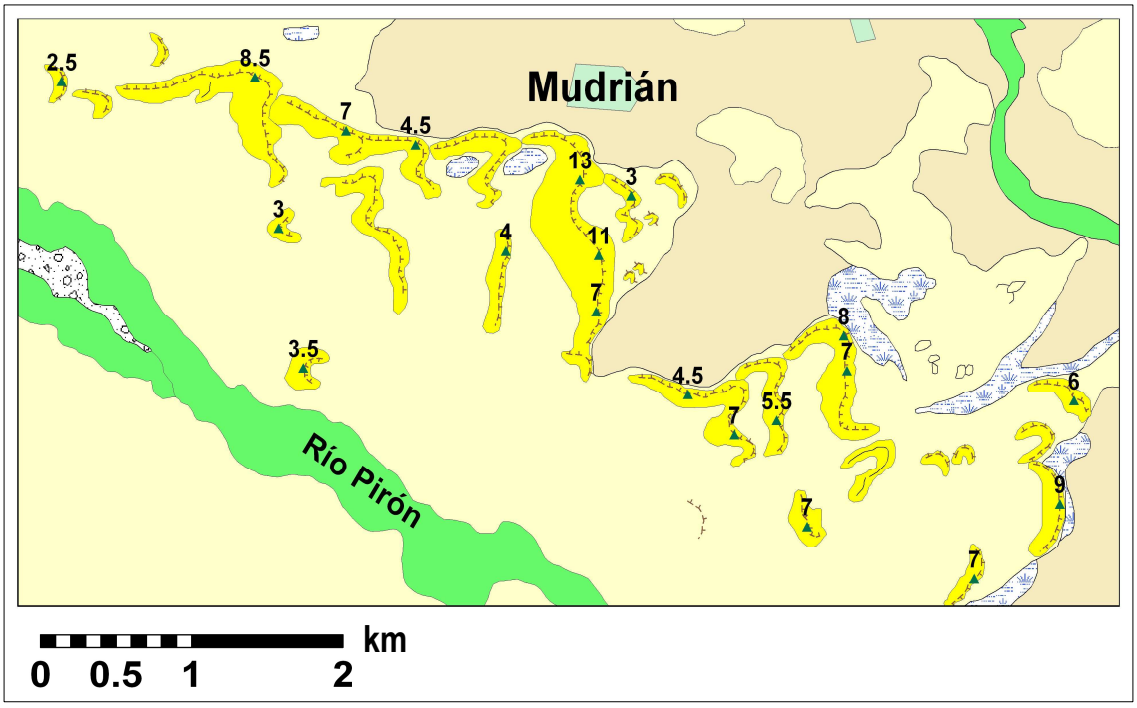


Figura 8.27: Vista detallada del conjunto de dunas suroccidental del campo de dunas de Mudrián con las alturas principales de las dunas. Se aprecian distintas formas dunares (parabólicas, transversas, traversas de cresta muy sinuosas y barjanoides), espacios interdunares semiabiertos con algunos con fondos húmedos y las alturas principales de las dunas. La duna transversa muy sinuosa situada en el centro de la figura tiene alturas de hasta 13 m por lo que sería la mayor de todo el campo de dunas, pero su conservación peligra debido a una explotación de extracción de arenas. Los fondos húmedos parecen estar situados sobre cubetas de deflación ovoides con los ejes mayores en la dirección oeste-este con ligera tendencia hacia el noreste. Leyenda en el Anexo 1.

El análisis estadístico sobre las tipologías dunares (tabla 8.12), permite señalar el predominio de las dunas parabólicas y transversas, con un 67 y 18.4 % respectivamente sobre el total de las formas dunares cartografiadas. Cabe destacar también, la mayor presencia de dunas de tipo barjanoide (8%) y domos (5.3 %), mientras que la presencia de dunas longitudinales es testimonial y probablemente se trate de antiguos brazos parabólicos escindidos del cuerpo principal.

Al tratarse de un campo de dunas abierto y con poco amontonamiento o superposición dunar, al igual que sucedía con el de Coca, las dunas en contacto son escasas (19.7 %) y están limitadas al conjunto suroriental (Fig. 8.26: centro inferior y Fig. 8.27) donde abundan los contactos entre cuerpos dunares aunque en ningún caso como para producir el aislamiento total de las áreas interdunares.

En referencia a las dunas parabólicas, destacan las de tipo compuesto con un 43 % del total de dunas parabólicas, mientras que entre las parabólicas simples (57 %), las más abundantes son las *lobate* (41 %) y las semicirculares (24 %), pero es importante señalar la elevada presencia de parabólicas muy abiertas como son las de media luna (17.5 %) y de tendencia transversa (14 %). Lo que si se puede apreciar, al igual que sucede en el campo de dunas de la Parrilla, es una clara asimetría de muchas formas parabólicas, de manera que presentan un mayor desarrollo del brazo situado al norte o noroeste de la depresión de deflación, teniendo en cuenta que la nariz de la duna siempre la encontramos apuntando al este o noreste.

En cuanto a las dunas transversas, al igual que en el campo de dunas de Arévalo, hay una elevada proporción de formas transversas con cresta recta (78 %), mientras que las transversas sinuosas aparecen con menor frecuencia pero presentando una fuerte tendencia hacia formas parabólicas compuestas.

Este campo de dunas es el que presenta el mayor número y proporción (8%) de formas barjanoides de toda Tierra de Pinares, estando situadas por lo general en el borde a barlovento (oeste) del campo. A pesar de encontrarse bastante degradadas, su morfología se aprecia bien. Además, su dimensiones son reducidas en comparación con otras formas dunares, con alturas máximas de 3.5 m y distancias entre brazos que no sobrepasan los 500 m. Estos brazos se despliegan en su mayoría hacia el oeste y noreste.

Las crestas de las dunas están erosionadas, pero no tanto como en la zona de Arévalo y Coca. Asimismo, en las cercanías de Mudrián, los flancos a sotavento tienen pendientes de 16-18º, lo cual indica una actividad eólica relativamente reciente en comparación con las zonas más occidentales del sistema eólico de Tierra de Pinares, esta mayor diferenciación de los flancos también es fácilmente apreciable en la cartografía, con flancos a barlovento de menor pendiente y más largos en comparación con los flancos a sotavento, los situados al este o noreste de la cresta, que son considerablemente más cortos (Fig. 8.27).

En las áreas interdunares más cerradas, llegan a desarrollarse fondos con encharcamientos temporales tipo navas. Estos fondos se aprecian perfectamente en la zona suroriental del campo de dunas (Fig. 8.27), asociados a una serie de dunas parabólicas y transversas-sinuosas de grandes dimensiones cercanas a Mudrián.

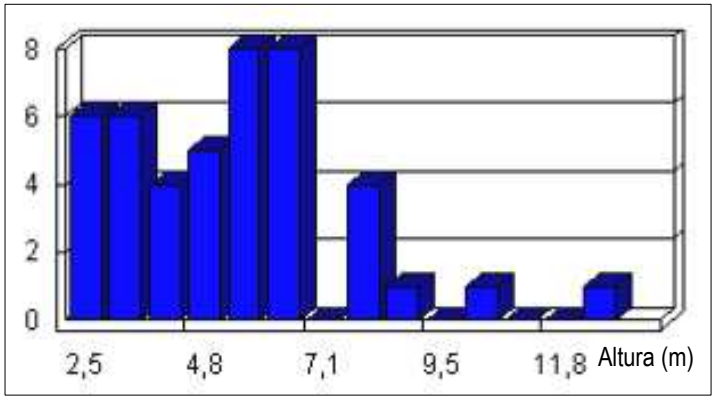


Figura 8.28: Gráfico con la frecuencia de distribución de alturas máximas de las dunas en el campo de dunas de Mudrián. Muestra: 44 alturas. Eje Y: Nº de registros de alturas.

Muestra:	44
Altura menor medida:	2.5 m
Altura mayor medida:	13 m
Media:	5.7 m
Desviación estándar:	2.2 m

Tabla 8.13: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable altura máxima medida en las dunas del campo de dunas de Mudrián.

Del análisis estadístico sobre las medidas de alturas máximas en las dunas (Fig. 8.28 y tabla 8.13), cabe destacar una altura media de 5.7 m, que es la segunda mayor de los campos de dunas de Tierra de Pinares. Sin embargo, como indica la desviación estándar de 2.2 m, la dispersión de las alturas es muy alta. La curva de distribución también señala que las alturas inferiores a 7 m son las más frecuentes, mientras que las alturas superiores a los 9 m son testimoniales, apareciendo únicamente en una duna transversa con cresta muy sinuosa de tendencia parabólica, localizada en las proximidades de Mudrián (sector suroriental) y que llega alcanzar los 13 m de altura (Figs. 8.26 y 8.27). Por otra parte, la mayor frecuencia de alturas máximas de dunas se produce entre los 5.5 y 7 m, en dunas parabólicas de dimensiones medias, situadas fundamentalmente en la concentración dunar de la zona norte-noroeste, aunque en el sector sureste también son frecuentes estas alturas.

8.4.2.5.2. Formas de deflación eólica

Sobre las morfologías de deflación eólica, únicamente cabe mencionar la existencia de surcos de deflación de dimensiones decamétricos en la zona noroeste, a barlovento del campo de dunas. También, hay pequeñas depresiones erosivas de tipo *blowout*, con dimensiones métricas y que se distribuyen a lo largo del manto eólico interdunar.

Por otra parte, la morfología de los dos fondos lacustres situados en los espacios interdunares próximos a Mudrián, con formas ovoides y ejes mayores en la dirección del viento dominante, hace pensar en procesos de deflación como origen de los mismos y su posterior ocupación por láminas de agua estacionales (Fig. 8.27). Estas morfologías de deflación indican como responsables de su formación a paleovientos efectivos del oeste y suroeste.

8.4.2.6. Campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar

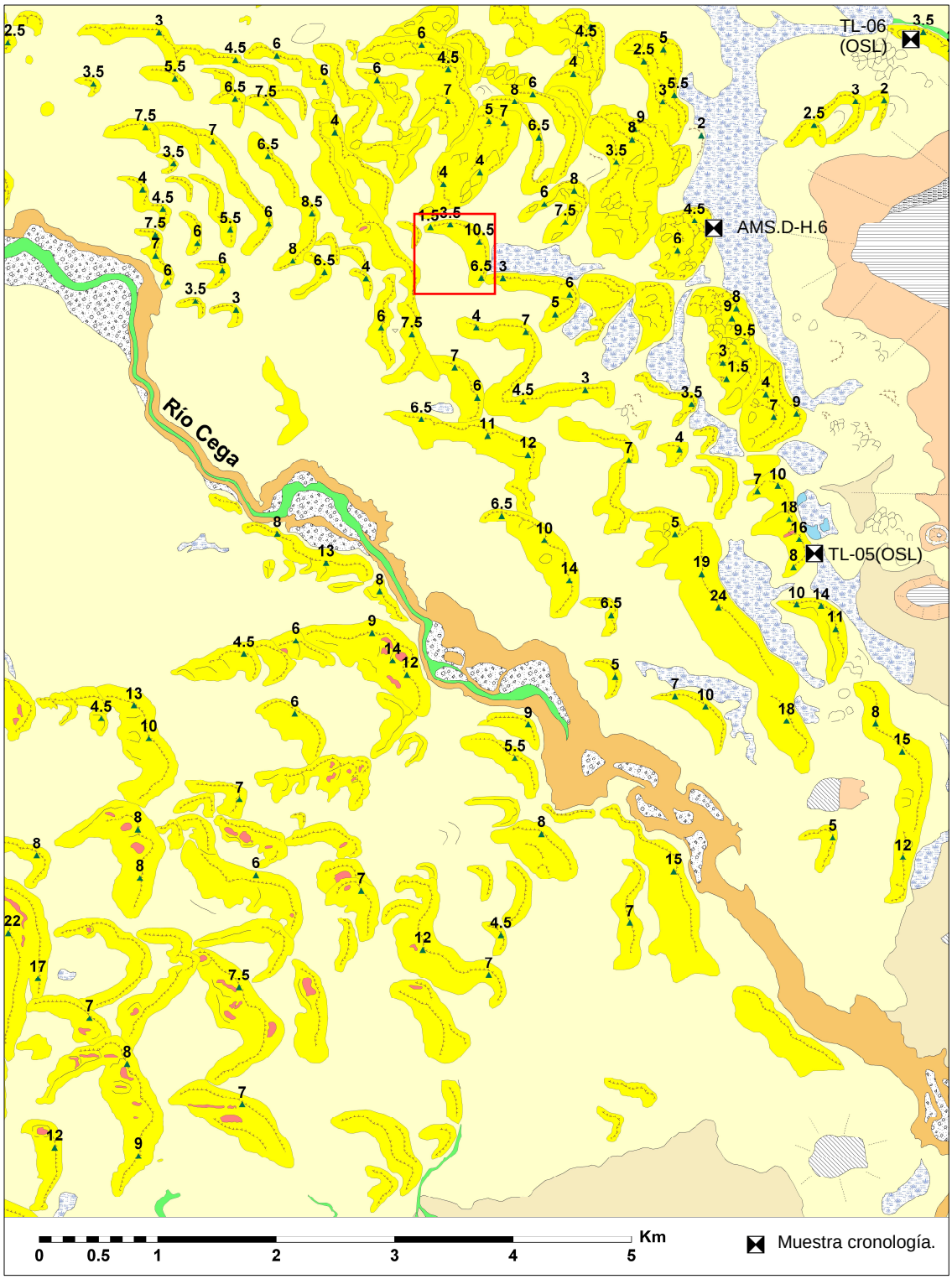


Figura 8.29: Cartografía geomorfológica del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar en las inmediaciones del Cega con las alturas principales de las dunas (m). Situación de las muestras TL-05, TL-06 y AMS-DH-6 para dataciones por luminiscencia y ^{14}C. Marco rojo: MDT de duna. Leyenda en el Anexo 1.

8.4.2.6.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica

Este campo de dunas, con 77 km^{2,} es el más grande de toda la Cuenca del Duero y está dividido en dos partes de similar extensión por el curso encajado del río Cega (Fig. 8.29 y mapa geomorfológico Anexo 5), con apenas una pequeña pérdida de continuidad entre ambos márgenes y la zona situada en el margen derecho más desarrollada hacia el norte. El campo de dunas se extiende desde la población de Sanchonuño al oeste hasta Hontalbilla y Lastras de Cuéllar al este, donde las dunas dan paso al desarrollo de una serie de extensos fondos húmedos de tipo nava con láminas de agua estacionales.

Contiene la mayor cantidad y variedad de formas de acumulación eólica de Tierra de Pinares (Figs. 8.29 y 8.30), en su mayoría relictas, pero también esporádicamente activas, destacando en este sentido los procesos de deflación-acumulación con generación de pequeñas dunas *blowouts* en los arenales parcialmente desvegetados (Cap.17, Apdo. 17.2.2.3: Fig. 17.10).

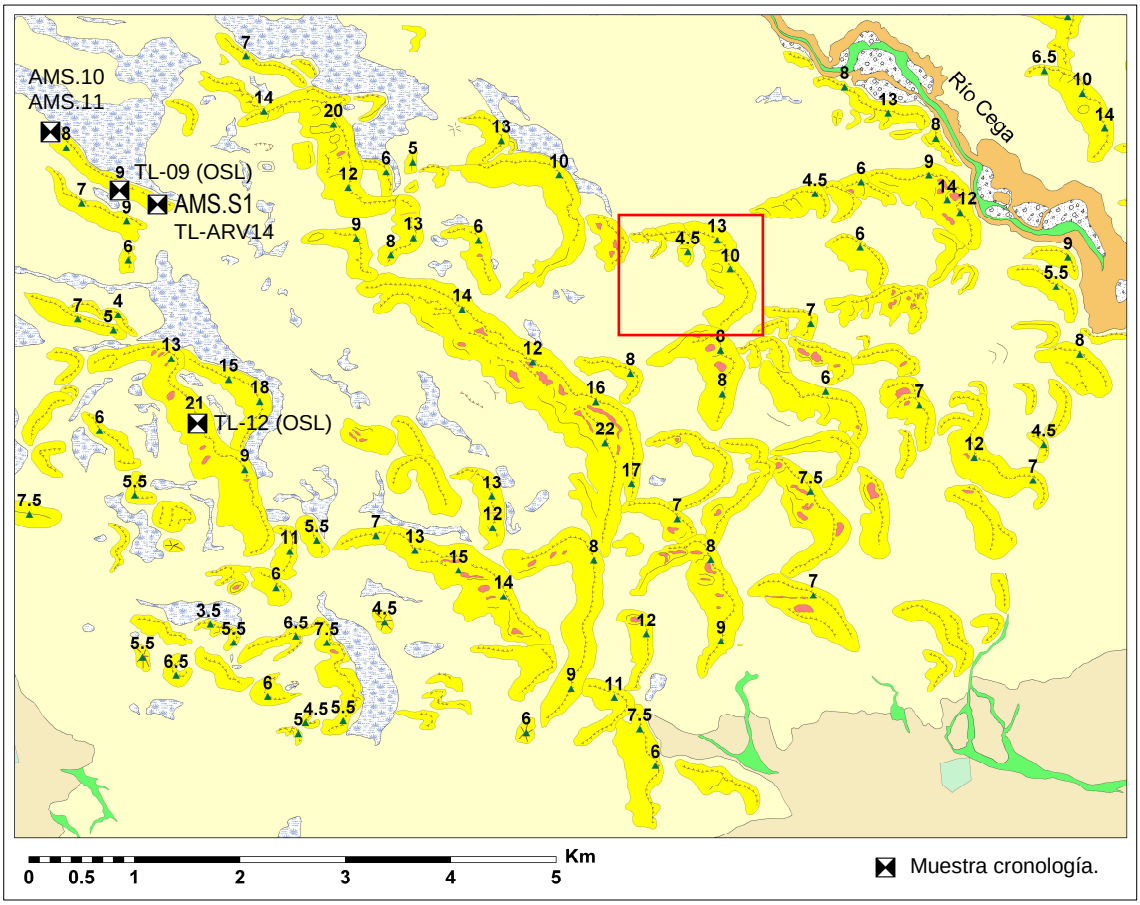


Figura 8.30: Cartografía del sector occidental del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar con las alturas de las dunas (m). Situación de muestras TL-ARV-14, AMS-01, TL-09, TL-12, AMS.10 y AMS.11 para dataciones por TL-OSL y ^{14}C. Marco rojo: MDT de duna. Ver leyenda en el Anexo 1.

CAMPO DE DUNAS DE SANCHONUÑO-LASTRAS DE CUÉLLAR								
Tipos de dunas principales	**Subtipos**						**Nº Tot dunas**	**%**
							202	100 %
Barjanes							5	2.2 %
Domos							7	3.5 %
Longitudinales							1	0.5 %
Transversas	Simples	Cresta recta	24	61 %	34	75.5 %	45	22.3 %
		Sinuosas	10	29 %				
	Complejas	Cresta recta	8	73 %	11	24.5 %		
		Sinuosas	3	27 %				
Parabólicas	Simples	*Lobate*	36	37 %	97	67 %	144	71.2 %
		Semicirculares	14	14.5 %				
		Media luna	34	35 %				
		Tendencia transversa	7	7.3 %				
		Rampas parabólicas simples	6	6.2 %				
	Compuestas	Transición a transversa	14	47 %	30	21 %		
		Resto	16	53 %				
	Complejas	Rampas parabólicas	13	76.5 %	17	12 %		
		Resto	4	23.5 %				
Dunas en contacto	Parabólicas en contacto				94	83 %	113	% sobre el total 56 %
	Resto				19	17 %		

Tabla 8.14: Estadística de las tipologías de acumulación eólica del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar. La designación de los subtipos de dunas parabólicas se realiza principalmente según la clasificación de Pye (1993).

En este campo de dunas, están representadas todas las tipologías dunares de Tierra de Pinares (tabla 8.14), tanto dunas parabólicas como transversas, barjanes, domos, e inclusive una forma longitudinal de dudoso origen. Al igual que en los otras zonas analizadas, las morfologías parabólicas son las predominantes con un 71.2 % sobre el resto de formas. La siguiente morfología predominante son las dunas transversas con un 22.3 % del total, la siguen domos (3.5%) y barjanes (2.2%). La principal característica que distingue a este campo de dunas de los demás es la presencia de dunas parabólicas y transversas que contienen en sus flancos a sotavento formas de

distinta morfología (dunas *blowout*, parabólicas y transversas), configurando en su conjunto dunas complejas. Un ejemplo de este tipo de formas son las rampas parabólicas complejas, las parabólicas compuestas-complejas o las transversas complejas. Además, este campo de dunas se distingue claramente por ser muy cerrado y tener un intenso amontonamiento-apilamiento dunar, tal y como se observa en la cartografía, de manera que presenta numerosas áreas interdunares cerradas y con un 56 % del total de las formas de acumulación en contacto, en su mayoría parabólicas (83%).

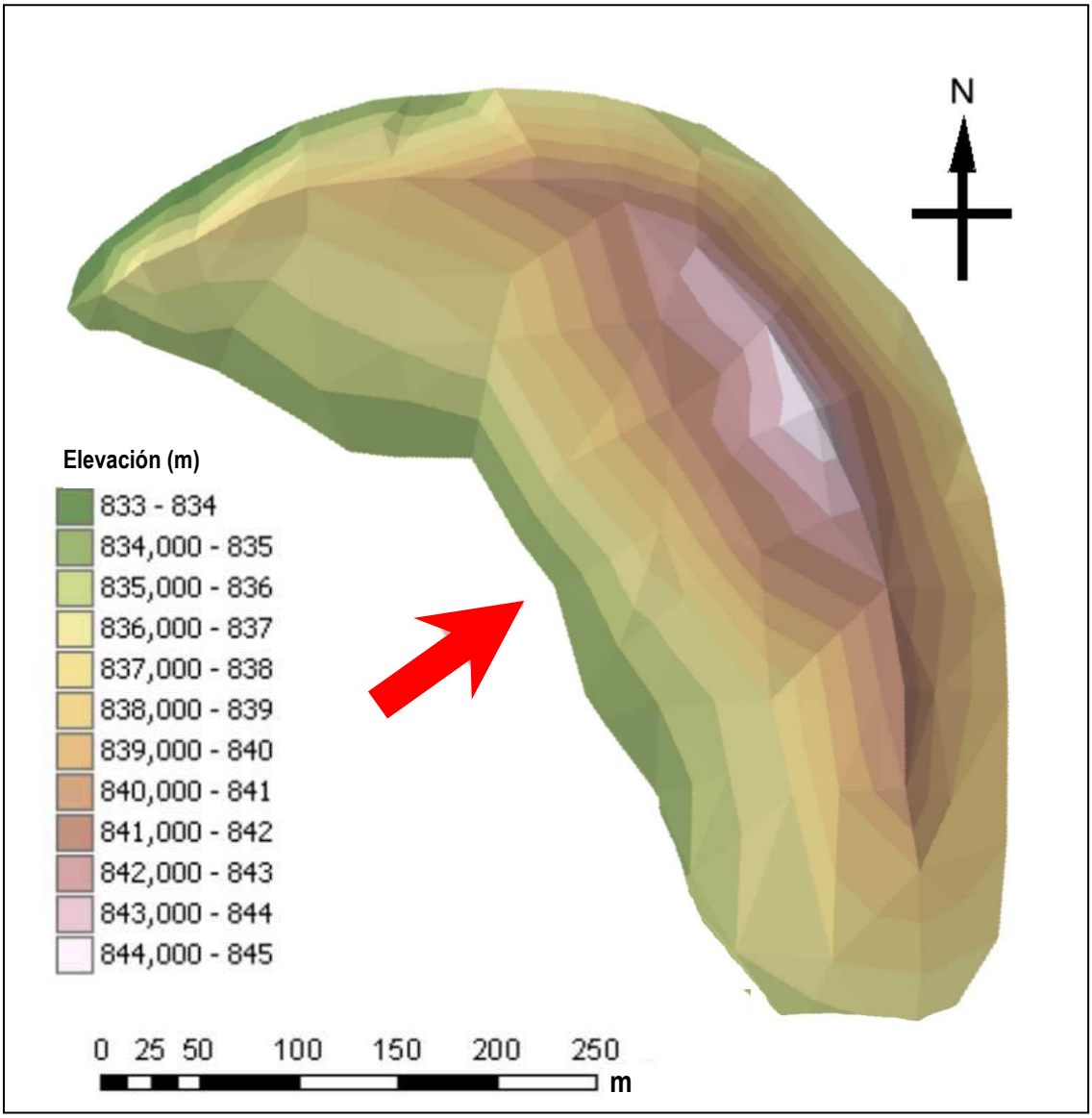


Figura 8.31: MDT elaborado inicialmente por correlación fotogramétrica digital y con tratamiento posterior en ArcGIS para su representación final en formato vectorial TIN. Se trata de una forma dunar simple de tipo semicircular en el que se aprecia perfectamente la diferencia entre el flanco más tendido a barlovento con pendientes de hasta 5º y el flanco a sotavento (o cara de avalancha) más inclinado con pendientes actuales de hasta 20º. La altura máxima en cresta es de 10.5 m. Extremo noreste del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar.

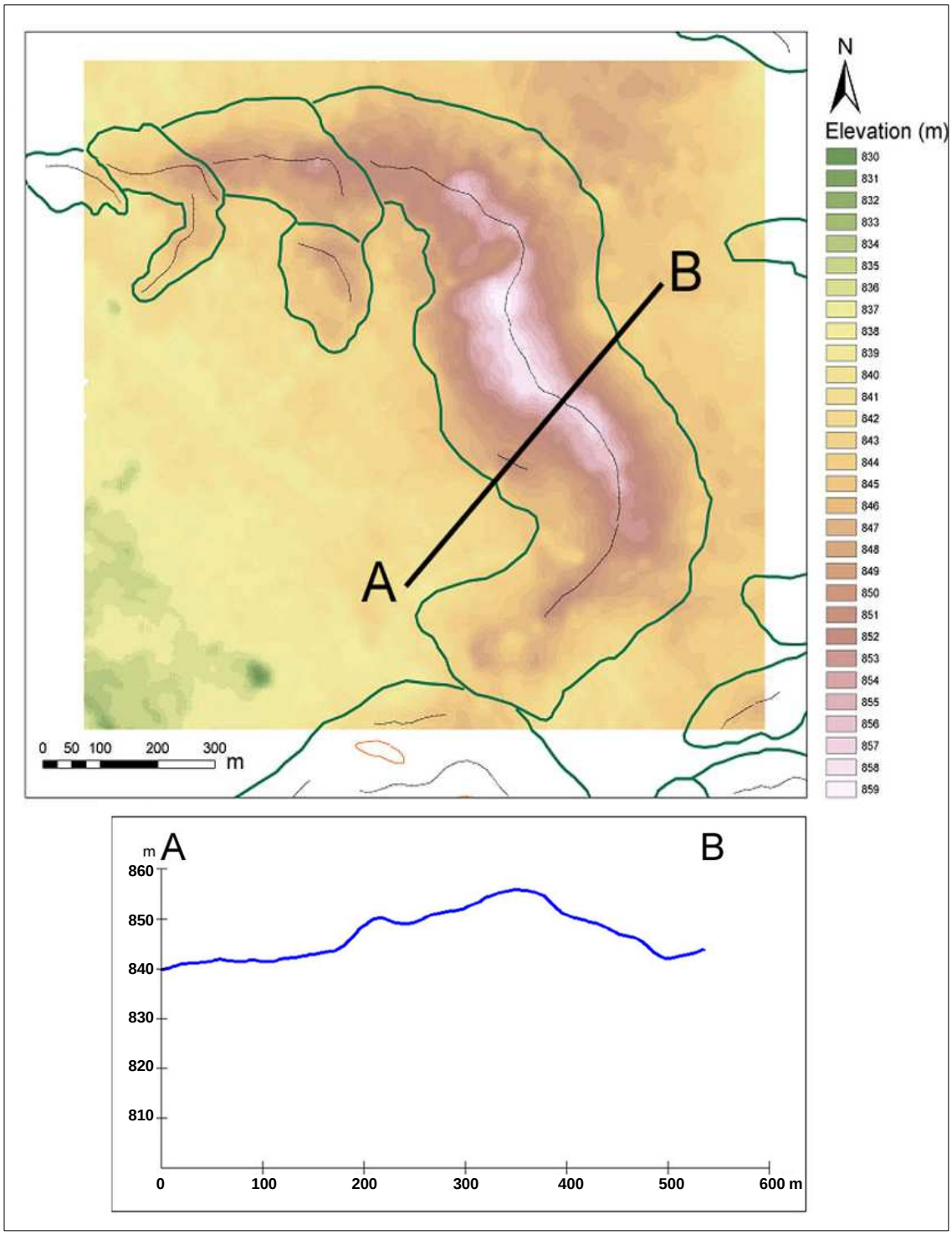


Figura 8.32: MDT en formato raster elaborado inicialmente por correlación fotogramétrica digital. Se aprecia el límite cartográfico de la morfología dunar (en verde), así como las líneas de cresta (negro). Se trata de una morfología parabólica compuesta-compleja formada claramente por unión de cuerpos individuales, en su mayoría todavía reconocibles. El Perfil topográfico A-B muestra un flanco a barlovento más tendido que el de sotavento, se observa una forma transversa desarrollada en la cara a barlovento o en una fase posterior, de manera que esta morfología se podría clasificar como una duna parabólica compuesta-compleja.

Entre las dunas parabólicas simples predominan las de tipo *lobate* y media luna, con una frecuencia de 37 y 35 % respectivamente, les siguen las formas semicirculares (14 %), algunas de ellas muy bien conservadas (Fig. 8.31), las de tendencia transversa (7.3 %) y las rampas parabólicas simples, estas últimas, con mayor número (6) y frecuencia (6.2 %) que en otros campos de dunas donde se han descrito, como el del Páramo de La Parrilla. En la figura 8.31, se muestra un modelo digital de elevaciones de una duna parabólica simple que ha sido elaborado mediante correlación fotogramétrica digital según la metodología expuesta en el apartado correspondiente de la metodología (Cap. 3., Apdo. 3.5.1); se trata de una morfología de tipo semicircular, en este caso localizada en el sector nororiental a barlovento de la zona con rampas parabólicas complejas (Fig. 8.29: marco rojo).

Las dunas parabólicas compuestas representan un 21 % del total de las parabólicas, no tan elevado como en otros campos de dunas, en muchas ocasiones diferenciándose perfectamente los cuerpos individuales que las constituyen. En este campo de dunas, también ha sido posible elaborar un modelo digital de elevaciones por correlación fotogramétrica digital de una duna parabólica compuesta (Fig. 8.32), formada por fusión de diferentes cuerpos dunares y localizada en el sector occidental del campo de dunas de Sanchonuño (Fig. 8.30: marco rojo).

Las dunas modelizadas mediante los modelos digitales de elevaciones fueron seleccionadas por tratarse de morfologías muy representativas, tanto de los tipos parabólicos simples como compuestos en Tierra de Pinares y así obtener una visión tridimensional de estas formas eólicas lo más próxima posible a la realidad.

También, es importante la presencia de rampas parabólicas complejas, ya observadas por García-Hidalgo *et al.* (2002). Estas formas se encuentran en el extremo nororiental, a sotavento del campo de dunas y consisten en cuerpos parabólicos con frentes más o menos lobulados, sin depresión interna y con el flanco a barlovento muy tendido en el que se desarrollan dunas parabólicas, transversas y *blowouts*, siendo algunas de grandes dimensiones (Fig. 8.33) y alcanzando progresivamente alturas entre los 8 y 9 m en las crestas de sus frentes principales.

Las dunas transversas, con el 22% de las formas dunares, son las segundas en frecuencia después de las parabólicas y superan la proporción de la mayoría de los campos de dunas de la cuenca, a excepción del campo de dunas de Coca, que como ya se expuso anteriormente, tiene un 33 % de formas con esta tipología. En Sanchonuño-Lastras de Cuéllar, la mayoría de las formas transversa son simples (75.5 %), el resto

son tipologías complejas o compuestas-complejas (24 %). Entre estas últimas, destaca una duna de grandes dimensiones situada en la zona central del conjunto de dunas occidental, llegando a medir 3.5 km de largo por 850 m de ancho (Fig. 8.30: centro) y con una altura máxima de hasta 22 m. Esta gran duna de tipo complejo, estaría formada por un cuerpo principal de tipo transverso sobre el que se solaparían y desarrollarían en el flanco a barlovento otras formas, transversas (las de mayor envergadura), parabólicas de tendencia transversa y dunas *blowout* de pequeñas dimensiones, en un conjunto en el que se aprecian perfectamente las depresiones longitudinales formadas por el solapamiento entre los distintos cuerpos transversos (Fig. 8.30: áreas alargadas rojas).

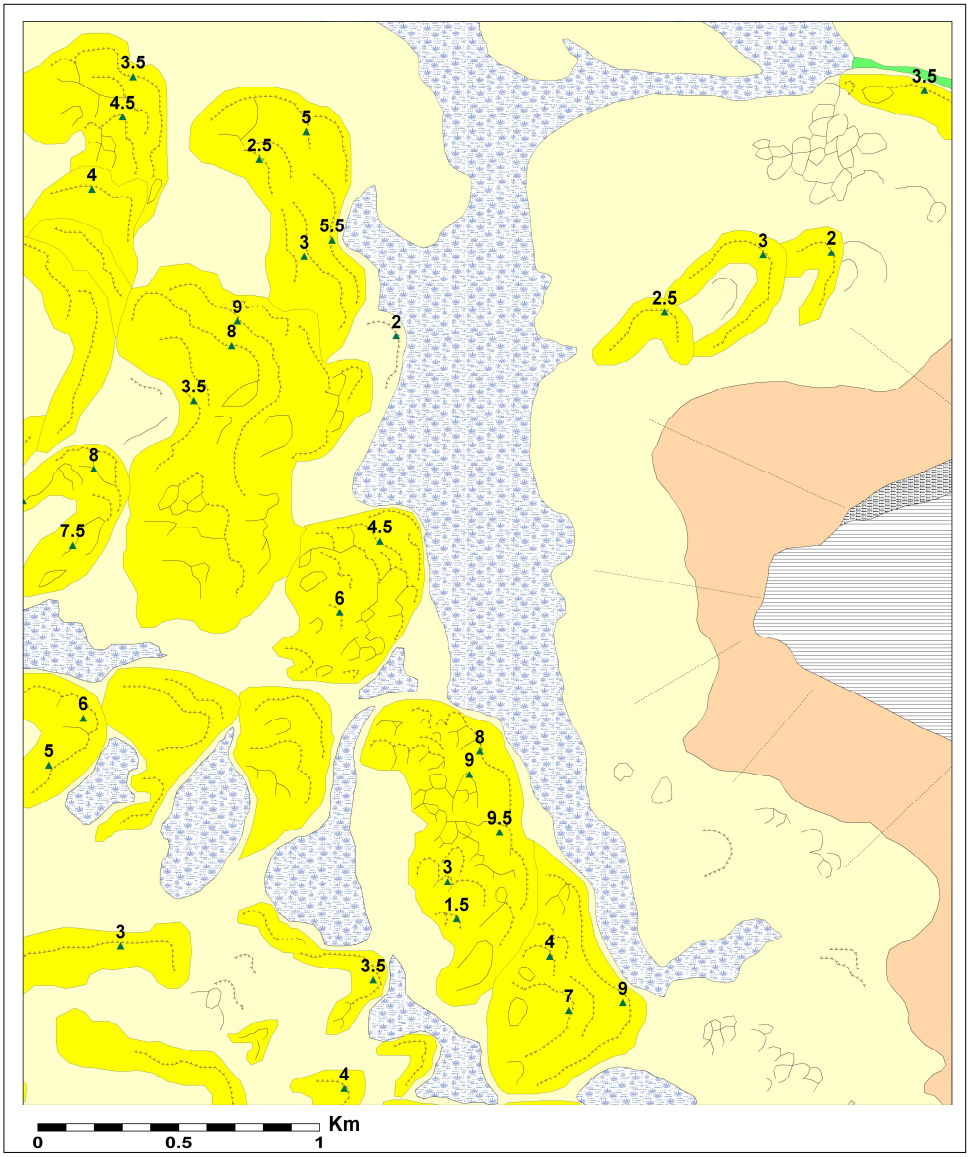


Figura 8.33: Detalle de la zona oriental del campo de dunas Sanchonuño-Lastras de Cuéllar con alturas principales (m). Hay numerosas rampas parabólicas complejas y se aprecian *blowout*s en enrejado a sotavento (extremo NE y SE). También, se pueden ver las áreas interdunares con fondos húmedos tipo nava que registran encharcamientos estacionales. Leyenda en el Anexo 1.

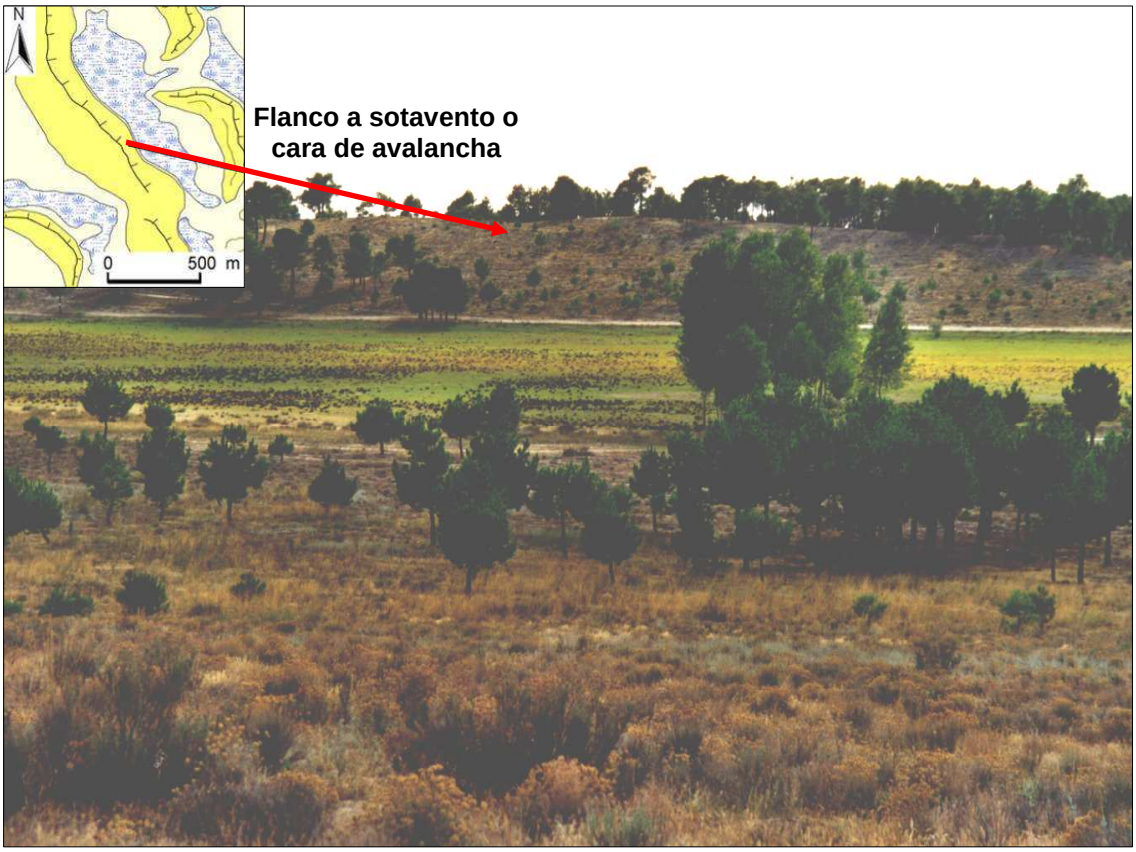


Figura 8.34: Cara de avalancha de duna transversa de 24 m altura, con 15-20º de inclinación y un fondo tipo nava desarrollado en el área interdunar. En primer plano, se observa una cara a barlovento con pendiente muy baja (3-6º) de otra duna parabólica tipo media luna (*lunate*). Extremo oriental del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar

Hay que señalar que, una buena parte de las dunas transversas (tanto simples como complejas) tienen crestas sinuosas (28 %), algunas de ellas con aspecto casi parabólico. Aparte de la gran duna descrita anteriormente, las dunas transversas suelen tener dimensiones medianas, con anchuras entre los 200 y 300 m y longitudes entre los 800-1600 m, así como alturas medias de 7-8 m, aunque en este campo de dunas no es infrecuente encontrar alturas entre los 18 y 20 m, y excepcionalmente de hasta 24 m (Fig. 8.34). Estas dunas, aparecen preferentemente tanto en las zonas a barlovento del campo de dunas como en las zonas a sotavento, en este último caso, con frentes o caras de avalancha con trazas paralelas a depresiones húmedas de tipo nava que se forman en las zonas interdunares y en los límites orientales del campo de dunas, mostrando en estos últimos casos crestas rectas o con un grado de sinuosidad muy bajo

Los barjanes originados por la acción eólica, suponen un 2.2 % de las formas dunares cartografiadas, pero su presencia es muy significativa ya que de todos los

campos de dunas estudiados, éste presenta la mayor cantidad de ellos, apareciendo en la zona a barlovento del campo, donde comienza el desarrollo dunar y en las proximidades de formas transversas y en domo (Fig.8.35). Suelen tener dimensiones pequeñas en comparación con las dunas transversas y parabólicas del campo de dunas, no sobrepasando los 500-600 m de anchura y los 700 m en su máxima elongación hacia sotavento. Sus alturas medias son de 5 m, aunque la altura máxima medida es de 6.5 m en uno de los mejor conservados (suroeste de la figura 8.35). Por otra parte, las alas de los barjanes se estiran hacia el este y noreste, mientras que sus flancos a sotavento, también con orientación principal hacia el este-noreste, tienen pendientes medias entre 15-20º y en el caso del barján mejor conservado alcanzan los 22-23º de inclinación máxima, mientras que los flancos a barlovento oscilan entre los 3 y 6º de inclinación.

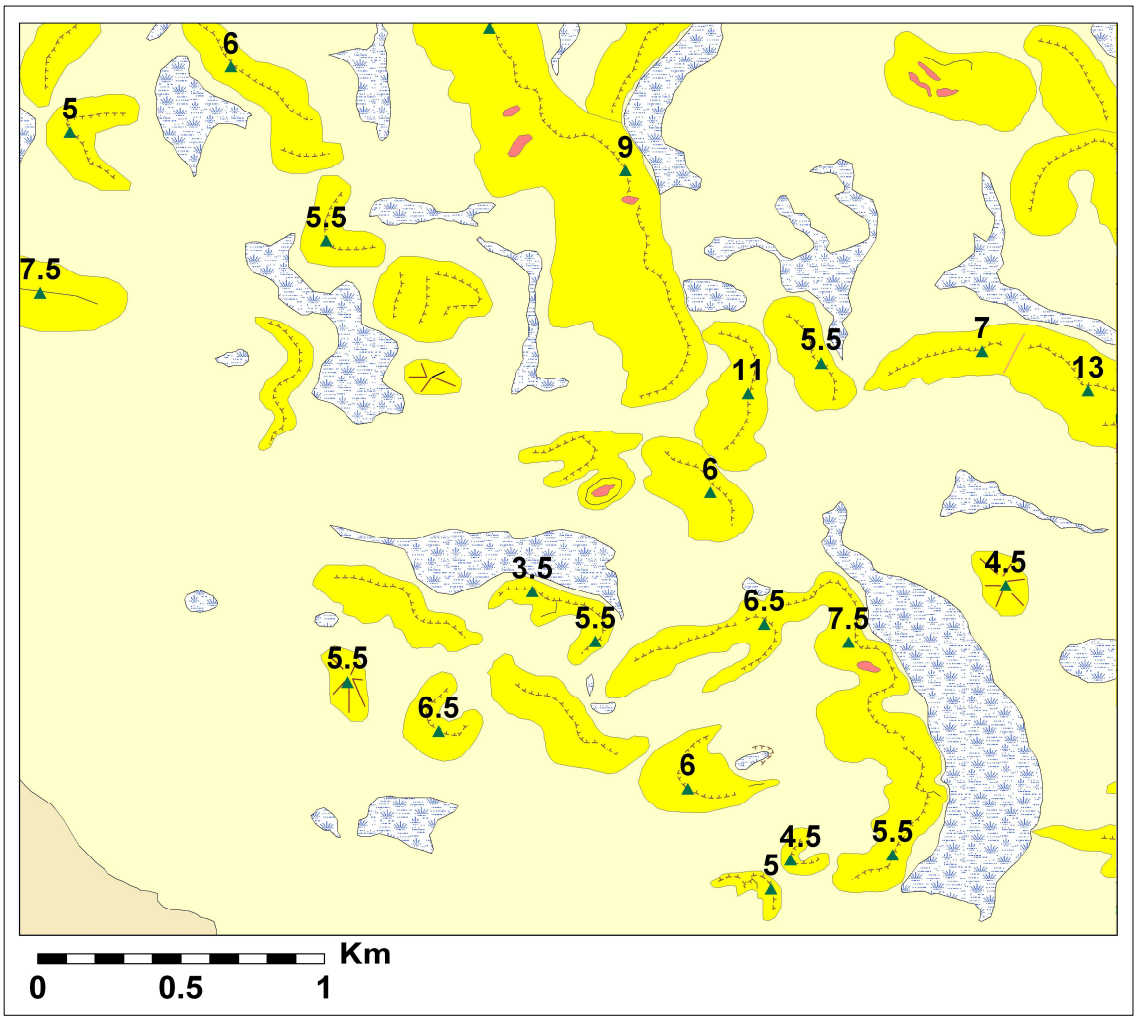


Figura 8.35: Detalle cartográfico del extremo suroccidental del campo de dunas Sanchonuño-Lastras en las que se aprecia una alta concentración de formas barjanoides, algunas de ellas bien conservadas. También hay algunas formas en domo y dunas transversas en las proximidades de los barjanes, así como otras formas de tipo parabólico y transversas muy sinuosas la gran mayoría a sotavento de los barjanes. Alturas de dunas en metros. Leyenda en el Anexo 1.

En cuanto al las formas en domo u ovoides, en este campo de dunas se han observado y cartografiado con una frecuencia del 3.5 % respecto otras formas dunares y por tanto mayor que en el resto de Tierra de Pinares. Se trata de pequeños domos con dimensiones hectométricas, que oscilan entre los 200 y 400 m en su eje mayor y alturas que no sobrepasan los 5.5 m. También se caracterizan por no tener caras de avalancha definidas. Aunque algunos muestran una a clara tendencia hacia formas tranversas al presentar un eje mayor en el sentido noroeste-sureste, otros, en cambio, presentan formas ligeramente alargadas en la dirección oste-este o suroeste-noreste. Asimismo, al igual que los barjanes, los domos se localizan principalmente en la zona occidental y suroccidental del campo de dunas, normalmente a barlovento de otras formas dunares, aunque también pueden aparecer entre ellas (Figs. 8.30 y 8.35).

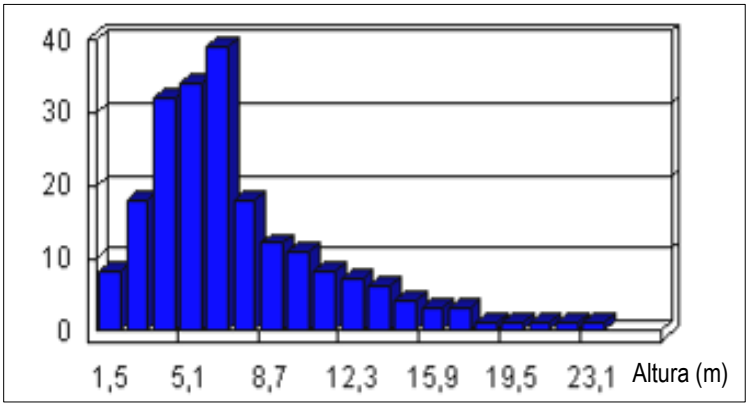


Figura 8.36: Gráfico con la frecuencia de distribución de alturas de las dunas en el campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar. Muestra: 196 alturas. Eje Y: Nº de registros de alturas.

Muestra:	196
Altura menor medida:	1.5 m
Altura mayor medida:	24 m
Media:	7.7 m
Desviación estándar:	4.1 m

Tabla 8.15: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable altura medida en las dunas del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar.

Del análisis de las alturas máximas medidas en dunas (Fig. 8.36 y tabla 8.15) se deduce claramente una mayor altura media (7.7 m) en comparación con el resto de campos de dunas estudiados, aunque el elevado valor de la desviación estándar (4.1 m) señala la fuerte dispersión de las alturas medidas respecto de dicha media. También, se observa que las alturas más frecuentes, con un 34.6 %, se dan en el intervalo que va de los 5 a los 8 m, por lo que en este caso la media si sería bastante representativa. Esta

mayor altura de las dunas, se pone de manifiesto en la existencia de un mayor porcentaje de alturas superiores a los 10 m y un mayor número de formas dunares que superan los 19 m de altura, siempre en las zonas centrales y a sotavento de los dos sectores en los que se divide este campo de dunas. Estas mayores alturas se han registrado en dunas transversas (Fig. 8.34), tanto simples como de tipo complejo, así como en alguna de tipo parabólico.

Por otro lado, se encuentran con una frecuencia del 4.3 % alturas inferiores a los 2 m, que se corresponden, en general, con las formas dunares en domo cartografiadas en la parte suroccidental del campo de dunas. Igualmente, hay una elevada frecuencia (24 %), de alturas entre los 4.5 y 5.5 m, que se han medido preferentemente en el extremo nororiental del campo y que se corresponde principalmente con las rampas parabólicas complejas que hay en este sector.

Es importante resaltar que la mayor altura de las dunas está acompañada de un mayor volumen y superficie en planta de las mismas.

En este sector de Tierra de Pinares, se observan áreas interdunares secas y húmedas, estas últimas muy abundantes, al contrario que en otros campos de dunas descritos anteriormente. En las áreas interdunares húmedas se observan numerosas fondos endorreicos o semiendorreicos con encharcamientos temporales (navas y bodones) e incluso permanentes con formación de lagunas como La Tenca o El Carrizal, estas últimas más abundantes en el margen oriental. Muchos fondos húmedos parecen adaptarse a la morfología dunar que les rodea, sobre todo en el conjunto oriental, pero sin estar relacionada necesariamente con áreas interdunares totalmente cerradas.

Asimismo, en el margen derecho del río Cega se observan numerosos alcances y solapamientos entre los distintos cuerpos dunares que producen cierres de las áreas interdunares, su transformación en depresiones lineales e incluso su desaparición por amontonamiento dunar.

También, hay ciertas asimetrías en los cuerpos dunares parabólicos, sin una pauta clara ya que en unos casos se produce u mayor desarrollo del brazo situado al norte o noroeste de la depresión central y en otros del brazo situado al sur o sureste.

Finalmente, se observan crestas con la morfología original bien conservadas y que suelen ir asociadas a caras de avalancha con pendientes de 22-24º (próximas al equilibrio), lo cual sería indicativo de una actividad dunar relativamente reciente.

8.4.2.6.2. Formas de deflación eólica

Se observan grandes surcos de deflación sobre las dunas, preferentemente en los frentes parabólicos de la zona suroeste del campo de dunas, de manera que en muchos casos se producen una escisión o interrupción del trazado de la cresta dunar. En otros casos, se han formado sobre los brazos de dunas parabólicas, y en alguno como en la zona de La Cotarra (Fig. 8.30: centro sur) llevan asociado un gran acumulación de arenas en forma de anillo elíptico abierto por la zona a barlovento (forma parabólica incipiente o duna *blowout*). Los grandes surcos de deflación o *wind-furrows* tienen dimensiones entre 10-60 m de ancho por 40-200 m de largo, con profundidades de hasta 2.5 m, mientras que los *blowouts* son menores y tienen dimensiones de 3-20 m de ancho por 8-40 m de largo, con profundidades medias de 0.5 a 1.5 m.

También, hay agrupaciones de *blowouts* formando un enrejado tipo panal de abeja muy característico, sobre todo en los arenales a sotavento del campo de dunas, en el extremo noreste próximo a Hontalbilla. Estos conjuntos de *blowouts*, en unos casos están formados por morfologías de dimensiones medias (decenas de metros) visibles en foto aérea y cartografiables a escala 1:25.0000 (Figs. 8.29 y 8.33, zona este y noreste), mientra que en otros casos son agrupaciones de morfologías de pequeñas dimensiones, con tamaños medios de 2.5 m de ancho por 4-5 m de largo y 0.5-1.5 m de profundidad, sólo apreciables en el campo (Fig. 14.9).

8.4.2.7. Campo de dunas de Cantalejo

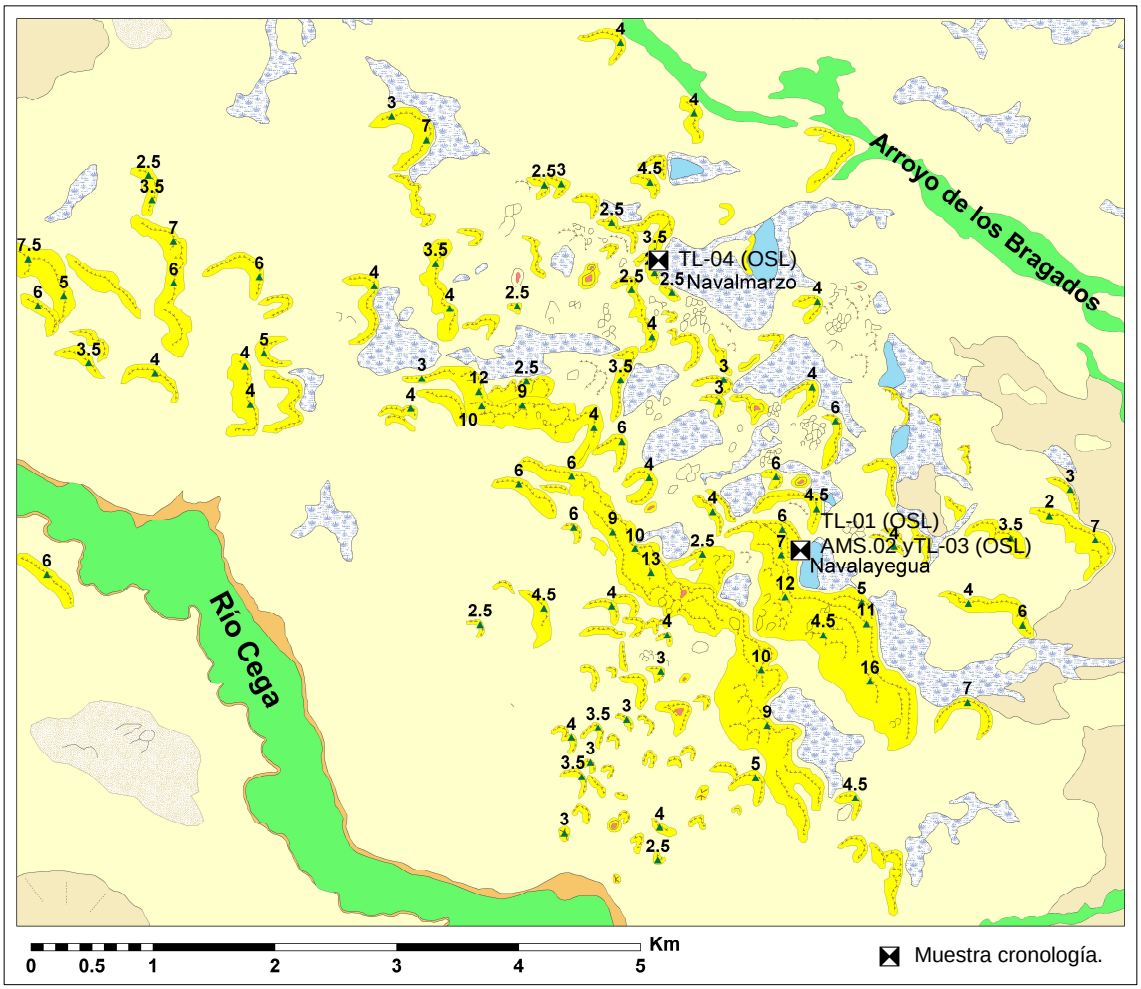


Figura 8.37: Cartografía geomorfológica del campo de dunas de Cantalejo con las alturas principales de las dunas en metros y la situación de las muestras TL-01, TL-03, TL-04 y AMS.02 para dataciones por luminiscencia y ^{14}C. Leyenda en el Anexo 1.

8.4.2.7.1. Descripción general. Formas de acumulación eólica

Este campo de dunas, con 25 km^2, es el tercer campo de dunas en extensión de la Cuenca del Duero, por detrás del de Arévalo y Sanchonuño-Lastras de Cuéllar, siendo el más oriental de Tierra de Pinares y situándose aproximadamente a unos 2 km al oeste de la población de Cantalejo de la que toma el nombre (Fig. 8.37 y mapa geomorfológico del Anexo 5). Además, se extiende de sur a norte, desde el margen derecho del río Cega que forma su límite suroccidental, hasta el fondo de valle formado por el arroyo de Los Bragados, el cual discurre por la zona septentrional de sureste a noreste, trazando un cierto límite entre la zona con formas dunares y la zona con arenales planos sin morfologías significativas (mantos eólicos).

CAMPO DE DUNAS DE CANTALEJO								
Tipos de dunas principales	**Subtipos**						**Nº Tot dunas**	**%**
							129	100 %
Barjanes							2	1.5 %
Domos							3	2.3 %
Longitudinales							1	0.8 %
Transversas	Simples	Cresta recta	18	82 %	22	92 %	24	18.6 %
		Sinuosas	4	18 %				
	Complejas	Cresta recta			2	8 %		
Parabólicas	Simples	Alargadas	1	1.4 %	73	78 %	94	72.9 %
		Lobate	32	44 %				
		Semicirculares	20	27 %				
		Media luna	14	19 %				
		Tendencia transversa	4	5.5 %				
		Rampas parabólicas simples	2	3 %				
	Compuestas	En escalera	2	11 %	18	19 %		
		Resto	16	89 %				
	Complejas	Compuestas-complejas	2	66.7 %	3	3 %		
		Resto	1	33.3 %				
Blow-out dunes	> 50 m de longitud en eje mayor						5	3.9 %
Dunas en contacto	Parabólicas en contacto				26	87 %	30	% sobre el total
	Resto				4	13 %		23.2 %

Tabla 8.16: Estadística de las tipologías de acumulación eólica del campo de dunas de Cantalejo. La nomenclatura de los subtipos parabólicos se realiza fundamentalmente según la clasificación de Pye (1993).

El campo de dunas de Cantalejo está formado por una gran cantidad variedad de formas dunares, en su mayoría relictas, pero también esporádicamente activas, al igual que en el de Sanchonuño-Lastras. En este sentido, destacan las dunas transversas de crestas sinuosas con caras de sotavento esporádicamente activas (movimiento de arena superficial) y destacan las depresiones erosivas, algunas con acumulaciones de arenas de mayor tamaño hacia sotavento (dunas *blowout*). En la zona más oriental existen

zonas interdunares más o menos cerradas con depresiones húmedas que tienen encharcamientos temporales o permanentes con formación de navas y lagunas (Fig. 8.38) como la de Navalayegua, Laguna de la Cerrada o la Laguna de Cespedosa.

Figura 8.38: Vista aérea de frentes dunares y depresiones húmedas tipo navas en el campo de dunas de Cantalejo, en el centro derecha se aprecia la laguna de Navalayegua. También se pueden observar numerosas zonas clareadas sin cubierta vegetal en la superficie arenosa. La flecha roja indica el sentido de avance de las dunas hacia el noreste. Fotografía por cortesía de Andrés Díez-Herrero.

En este campo de dunas están representadas todas las tipologías dunares de Tierra de Pinares (tabla 8.16) aunque con menor complejidad que en el de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar. Así, se encuentran desde dunas parabólicas, transversas, barjanes, domos, hasta alguna forma longitudinal testimonial. Como en las otras zonas analizadas, las morfologías parabólicas son las predominantes, con un 73 % sobre el resto de formas (tabla 8.16). La siguiente morfología predominante son las dunas transversas, con un 18.6 % del total, siguiéndole domos (2.3%) y barjanes (1.5 %). Al igual que en el campo de dunas de Sanchonuño-Lastras, también se observa la presencia de formas dunares que contienen a sotavento formas de distinta morfología (crestas parabólicas, dunas *blowout* y formas transversas) configurando en su conjunto dunas complejas. Un

ejemplo de este tipo de formas son las transversas complejas (un 8% de las formas transversas) y las dunas parabólicas compuestas-complejas, estas últimas con formas transversas en sus flancos y formas menores de tipo parabólicas adosadas al cuerpo principal.

Igualmente, aunque en menor medida que el campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar, éste también se caracteriza por presentar zonas con un intenso amontonamiento o apilamiento dunar, sobre todo en la zona central del sector suroriental, tal y como se observa en la cartografía (Fig. 8.37). Contiene por tanto numerosas áreas interdunares cerradas y con un 23 % del total de las formas dunares en contacto, casi todas ellas de tipo parabólico (87%).

En este campo de dunas, destacan una serie de dunas con caras a sotavento con fuertes inclinaciones (15-25º), lo cual indica que han debido ser activas hasta épocas relativamente recientes (Fig. 8.39). En estas caras de avalancha relictas destaca actualmente la presencia de pequeños mantos de arenas sueltas de tamaño fino y medio con *ripples* eólicos en la superficie y que descienden hacia los fondos (Cap. 17, Apdo. 17.3.4).

Figura 8.39: Cara de avalancha de duna parabólica-compleja con inclinaciones máximas de 25º y mantos de arena activos que descienden por la cara de avalancha relicta. La altura máxima de la cresta es de 13 m.

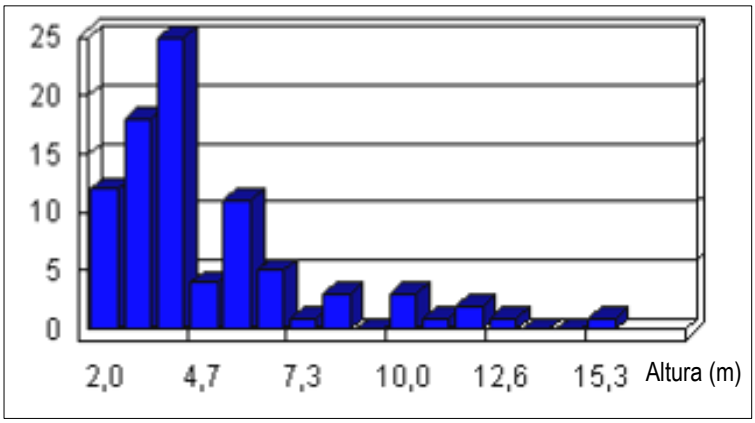


Figura 8.40: Gráfico con la frecuencia de distribución de alturas máximas de las dunas en el campo de dunas de Cantalejo. Muestra: 87 alturas. Eje Y: Nº de registros de alturas.

Muestra:	87
Altura menor medida:	2 m
Altura mayor medida:	16 m
Media:	5.1 m
Desviación estándar:	2.7 m

Tabla 8.17: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable altura máxima medida en las dunas del campo de dunas de Cantalejo.

Del análisis de las alturas máximas medidas en dunas (Fig. 8.40 y tabla 8.17) se deduce una altura media de 5.1 m, similar a las del resto de campo de dunas de la campiña, con la excepción del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar cuya altura media es la mayor de todos. Asimismo, el alto valor de la desviación estándar (2.7 m) indica una gran dispersión de las alturas máximas medidas respecto de dicha media. También, se observa que las alturas más frecuentes (48 %) se dan en el intervalo que va de los 3 a los 4.5 m, siendo el segundo intervalo de mayor frecuencia el que oscila entre los 5 y 7 m, por lo que en este caso, la media no coincidiría exactamente con las mayores frecuencias observadas.

Un escaso 1 % de las dunas apenas superan los 15 m y se encontrarían concentradas a barlovento de la laguna de Navalayegua y en sus proximidades (Fig. 8.37), coincidiendo con la zona centro-oriental del campo de dunas, pero son muy significativas porque se trata de dunas de grandes dimensiones en planta. Estas mayores alturas de dunas se dan, por tanto, en grandes dunas complejas, tanto parabólicas como transversas sinuosas. Por otro lado, se encuentran con bastante frecuencia (12.5 %) alturas inferiores a los 3 m, que se corresponden en general con pequeñas formas

parabólicas de la zona suroccidental (barlovento) del campo de dunas (Fig. 8.37: zona inferior).

8.4.2.7.2. Formas de deflación eólica

Se han cartografiado numerosos *blowouts*, bien sobre dunas o en zonas interdunares secas. Consisten en depresiones alargadas en la dirección oeste-este o suroeste-noreste, con dimensiones métricas, oscilando normalmente entre los 5-30 m de ancho por 8-70 m de largo y con profundidades de 0.5 a 1.5 m. Hay algunos activos, con pendientes interiores máximas de 18-24º. En cuanto a los surcos de deflación, estos son decamétricos y alargados en las direcciones oeste-este o suroeste-noreste y con profundidades de hasta 2.5 m.

También, hay frecuentes agrupaciones de *blowouts* y surcos de deflación formando un enrejado tipo panal de abeja muy característico. Estos conjuntos de depresiones de erosivas, en unos casos están formados por morfologías de dimensiones medias (surcos de decenas de metros) visibles en foto aérea y cartografiables a escala 1:25.0000 (Fig. 8.41), mientras que en otros casos son agrupaciones de morfologías de pequeñas dimensiones, con tamaños de 2.5-5 m de ancho por 4-10 m de largo y 0.5-1.5 m de profundidad, únicamente apreciables en el campo.

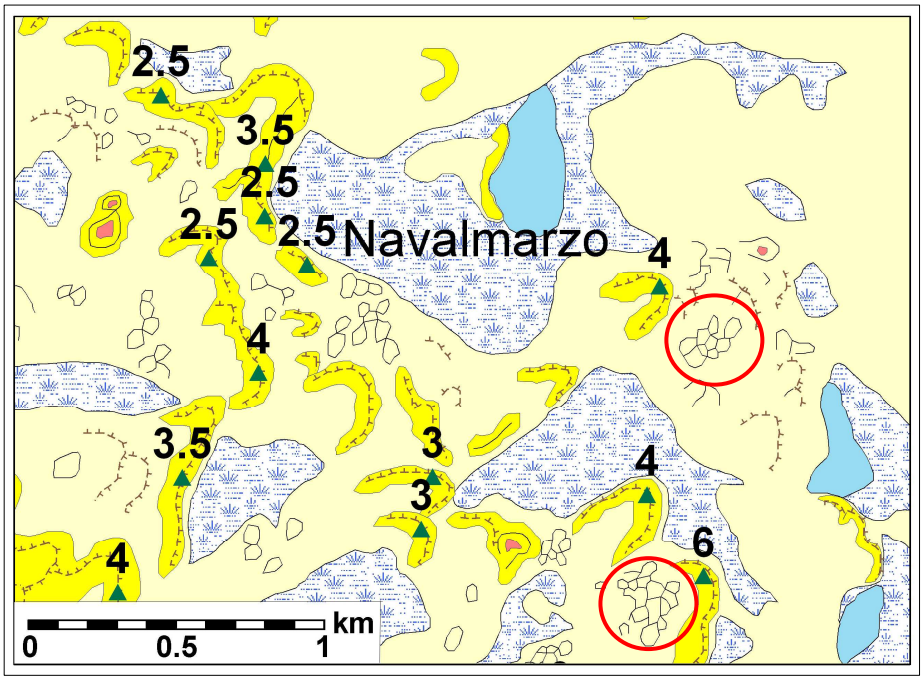


Figura 8.41: Detalle del campo de dunas de Cantalejo en el que se aprecian numerosas agrupaciones de depresiones de deflación dispuestos en forma de enrejado o panel de abeja (ver círculos rojos) También se aprecia un gran número de dunas parabólicas y fondos húmedos formados por navas y lagunas. Leyenda en el Anexo 1.

8.4.2.8. Análisis sobre las formas de acumulación para la totalidad de la zona investigada

Dunas de Tierra de Pinares (Campos de Dunas y resto de dunas cartografiadas								
Tipos de dunas principales	**Subtipos**						**Nº Tot dunas**	**%**
							1039	100 %
Barjanes							18	1.7 %
Domos							28	2.7 %
Longitudinales							20	2 %
Transversas	Simples	Cresta recta	113	73 %	154	91 %	169	16.3 %
		Sinuosas	41	27 %				
	Compuestas				7	4 %		
	Complejas	Cresta recta	4	50 %	8	5 %		
		Sinuosas	4	50 %				
Parabólicas	Simples	Alargadas	20	3 %	625	78.6 %	795	76.5 %
		Lobate	273	44 %				
		Semicirculares	168	27 %				
		Media luna	117	19 %				
		Tendencia transversa	33	5 %				
		Rampas parabólicas simples	14	2 %				
	Compuestas	En escalera	7	4.8 %	144	18.1 %		
		Resto	137	95.2 %				
	Complejas (Incluyen las complejas-compuestas)	Rampas parabólicas	18	69 %	26	3.3 %		
		Complejas-compuestas	4	15.5 %				
		Resto	4	15.5 %				
Grandes dunas *blowout*	> 75 m de longitud en eje mayor						9	0.8 %
Dunas en contacto	Parabólicas en contacto				364	89 %	410	% sobre el total 39.5 %
	Resto				46	11 %		

Tabla 8.18: Estadística de las tipologías de acumulación eólica para toda la zona investigada de Tierra de Pinares. La designación de los subtipos de dunas parabólicas se realiza fundamentalmente según la clasificación de Pye (1993).

Se ha realizado un análisis estadístico de las morfologías dunares para la totalidad de la zona investigada en Tierra de Pinares (tabla 8.18), de manera que se han incluido aquellas formas dunares aisladas o que no forman parte de ninguno de los grandes campos de dunas estudiados en detalle anteriormente.

Como se ha comprobado en el análisis de los campos de dunas más importantes, las morfologías parabólicas son las predominantes, con un 76.5 % sobre el resto de formas dunares. La siguiente morfología predominante son las dunas transversas con un 16.3 % del total, la siguen, domos (2.7%), longitudinales (2 %) y barjanes (1.7 %).

Entre las dunas parabólicas, las de tipo simple son mayoritarias (78.6 %), destacando entre estas las de tipo *lobate* (44 %), las semicirculares (27 %) y las de media luna o *lunate* (19 %), por otro lado, las parabólicas compuestas representan un 18 %, mientras que las complejas, mucho más minoritarias, un 3.3 %.

Entre las parabólicas compuestas, es significativa la presencia de casi un 5 % de formas en escalera, mientras que entre las complejas destaca la importante presencia de las rampas parabólicas con un 70 % de las formas complejas y prácticamente exclusivas del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar.

Sobre las dunas *blowout*, en la tabla resumen sólo se tienen en cuenta las de grandes dimensiones, que no son demasiado frecuentes (0.8 %), si lo son sin embargo, las dunas *blowout* de pequeñas dimensiones (métricas o decamétricas) que aparecen de forma muy significativa en los campos de dunas de los páramos y en los más orientales de la campiña como es el caso de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y Cantalejo.

Entre las dunas de tipo transverso, la gran mayoría son formas simples (91 %), pero también destacan las formas complejas, con un 5 %, que se dan principalmente en los campos de dunas centro-orientales de Tierra de Pinares (Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y Cantalejo).

Las formas en domo, con una frecuencia del 2.7 %, se extienden a lo largo de toda Tierra de Pinares y principalmente en las zonas a barlovento de los campos de dunas, encontrándose pocas veces de forma aislada en los mantos eólicos.

También, hay una escasa presencia de formas longitudinales (2%), meramente testimoniales en la zona más oriental de la campiña y con mayor relevancia en los campos de dunas de los páramos al norte de Tierra de Pinares.

Por otro lado, las formas barjanoides son escasas, con una frecuencia del 1.7 %, apareciendo de forma más o menos aislada sobre el manto eólico o en las zonas a barlovento de algunos campos de dunas de la campiña.

Finalmente, los cuerpos dunares que se encuentran en contacto, representan casi un 40 % del total, y entre ellos destacan las formas de tipo parabólico, con casi un 90 %, y como ya se expuso en apartados anteriores, la mayor parte de ellos se encuentran en la zonas con mayor solapamiento y apilamiento dunar, como son los campos de dunas de los páramos, el de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y el de Cantalejo.

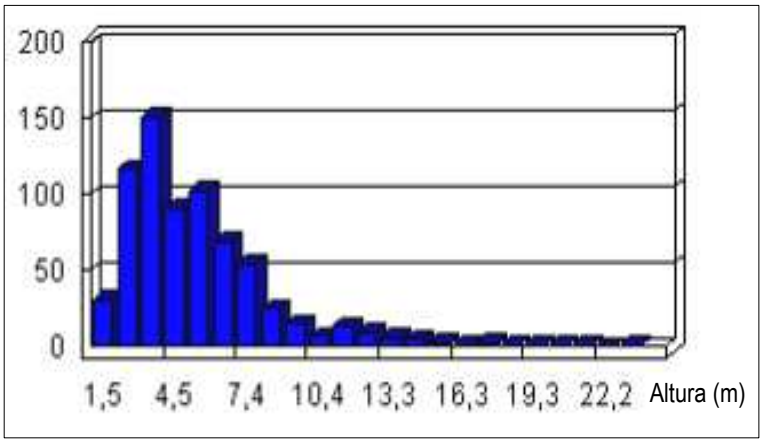


Figura 8.42: Gráfico con la frecuencia de distribución de alturas máximas de las dunas para totalidad de la zona investigada. Muestra: 708 alturas. Eje Y: Nº de registros de alturas.

Muestra:	708
Altura menor medida:	1.5 m
Altura mayor medida:	24 m
Media:	5.6 m
Desviación estándar:	3.1 m

Tabla 8.19: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable altura máxima medida en las dunas para la totalidad de la zona investigada.

Del análisis de todas las alturas máximas medidas (Fig. 8.42 y tabla 8.19) en las dunas de Tierra de Pinares, se deduce una altura media de 5.6 m. Sin embargo, el valor de desviación estándar (3.1 m) indica una elevada dispersión de las alturas medidas respecto de dicha media, así, en la figura 8.42 se puede observar como las alturas más frecuentes (37 %) se dan en el intervalo entre los 3.5 y 4.5 m, siendo el segundo intervalo de mayor frecuencia (15 %) entre los 5.5 y 6.5 m.

Un 82 % de las alturas se encuentran por debajo de los 10 m, mientras que el 18 % restante están comprendidas entre los 10 y 24 m de altura máxima, con un escaso 2 % por encima de los 20 m, estas últimas, medidas mayoritariamente en dunas parabólicas y transversas de grandes dimensiones situadas en las zonas centrales de los mayores campos de dunas de la campiña de Tierra de Pinares, como son el de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y el de Cantalejo.

Por otra parte, un 20 % de las dunas tienen alturas inferiores a los 3 m y suelen corresponderse con pequeñas dunas parabólicas, muy frecuentes en los campos de dunas que recubren los páramos carbonatados, así como dunas parabólicas y formas en domo situadas en las zonas a barlovento de los principales campos de dunas de la Cuenca.

Finalmente, es apreciable la diferencia de dimensiones (en planta y altura) entre las dunas desarrolladas sobre los páramos y las formadas en los campos de dunas de la campiña, con un tamaño considerablemente mayor para estas últimas (Fig. 14.3 y mapa geomorfológico del Anexo 5). Esto podría deberse a una mayor intensidad del viento en la zona de los paramos, lo cual favorecería la deflación eólica y el transporte de arenas pero dificultando su acumulación y el crecimiento dunar. Igualmente, el incremento de la pendiente que se produce en las cuestas asociadas a los páramos, reduce la tasa de transporte debido al efecto de la gravedad en la colisión entre granos de arena y en los procesos de arrastre y reptación (Willetts y Rice, 1988), por lo que la cantidad de arena que llegaría a los páramos para la formación de las dunas sería menor que en la campiña.

8.5. PALEOVIENTOS CONSTRUCTORES DE LAS DUNAS DE TIERRA DE PINARES

Se realiza un análisis pormenorizado de los paleovientos generadores de las formas dunares para cada uno de los campos de dunas estudiados y para el conjunto de Tierra de Pinares. Las medidas de ángulos de sentidos de los paleovientos, se han registrado en la base de datos asociada a las geometrías de las dunas mediante la metodología expuesta en el capítulo 3.8. Sucintamente, consiste en asociar a cada forma dunar, el ángulo que forma el sentido del paleoviento constructor con el norte geográfico, de manera que, posteriormente habrá que tener en cuenta que el viento responsable procede en realidad del polo opuesto (+180º).

8.5.1. Campo de dunas del Páramo y cuestas de La Parrilla

Se presentan a continuación los datos estadísticos (Fig. 8.43 y tabla 8.20) de las dunas con paleovientos registrados en el campo de dunas que se extiende por las cuestas y el Páramo de La Parrilla.

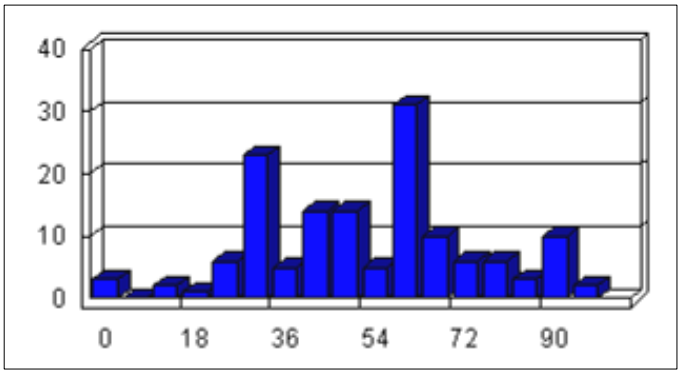


Figura 8.43: Gráfico con la frecuencia de distribución del sentido de los paleovientos medidos en el campo de dunas de La Parrilla. Muestra: 141 dunas con vientos registrados. Eje X: Valor en grados sexagesimales de los paleovientos. Eje Y: Nº de registros-dunas.

Muestra:	141
Intervalo medida:	0-100º
Media:	54.2º
Desviación estándar:	21º

Tabla 8.20: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable ángulo de paleovientos registrada en las dunas del campo de dunas de La Parrilla. Valores de ángulos en grados sexagesimales.

La media de los paleovientos registrados para las dunas apunta claramente a una componente principal del suroeste en los vientos responsables de la formación la formación dunar en este campo de dunas. Sin embargo, la variabilidad de los registros de paleovientos se pone de manifiesto en la elevada desviación estándar y así mismo en el histograma de frecuencias. Este último, permite apreciar tres rangos de registros dominantes, que por orden de importancia serían, el primero con una frecuencia del 22.7% entre los 60-66º (vientos del oeste-suroeste), el segundo con una frecuencia del 18.4 % y de mayor amplitud entre los 42 y 54º (vientos del suroeste), y el tercero y último (frecuencia del 16 %) en el intervalo 30-36º (vientos del sur-suroeste). También, destacan, con una frecuencia del 9 %, las dunas formadas por paleovientos del oeste. Finalmente, las dunas con morfologías indicativas de vientos constructores de procedencia norte, se presentan con una frecuencia muy baja que no alcanza el 3% del total de los cuerpos dunares analizados.

8.5.2. Campo de dunas del Páramo de Montemayor de Pililla

Se presentan a continuación los datos estadísticos (Fig. 8.43 y tabla 8.221) de las dunas con paleovientos registrados en el campo de dunas de Montemayor de Pililla, situado al igual que el anterior sobre un páramo Mioceno y las cuestas aledañas.

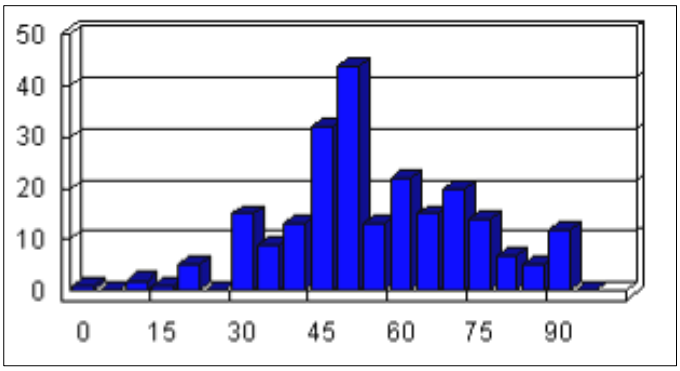


Figura 8.44: Gráfico con la frecuencia de distribución del sentido de los paleovientos medidos en el campo de dunas de Montemayor de Pililla. Muestra: 231 dunas con vientos registrados. Eje X: Valor en grados sexagesimales de los paleovientos. Eje Y: Nº de registros-dunas.

Muestra:	231
Intervalo medida:	0-100º
Media:	55º
Desviación estándar:	17.7º

Tabla 8.21: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable ángulo de paleovientos registrada en las dunas del campo de dunas de Montemayor de Pililla. Valores de ángulos en grados sexagesimales.

Al igual que en el páramo de La Parrilla, en este campo de dunas la media de los ángulos vientos constructores de las formas dunares tienen un valor de 55º, es decir que los principales vientos responsables de la formación de las dunas fueron del suroeste. En este caso, también hay una elevada desviación estándar (17.7º), aunque menor que en el caso anterior. Como se puede apreciar en el histograma de frecuencias, este muestra una distribución de tipo campana y con la mayor frecuencia de dunas (32.46 %) formadas por paleovientos del intervalo 45-55º, es decir, de la componente suroeste. Los dunas formadas por paleovientos en el intervalo que va de 60 a 85º (oeste-suroeste) son significativas, ya que acumulan en conjunto una frecuencia del 29.4 %. Por otra parte, destacan con una frecuencia del 10 %, las dunas formadas por vientos del sur-suroeste y, en menor medida, otras formadas por vientos procedentes del oeste con una frecuencia del 7.4 %. En este caso, los vientos de componente sur y norte apenas han dejado huella en las dunas de este páramo, ya que las morfologías que así lo atestiguan, apenas tienen representación, de manera que su frecuencia es inferior al 1%.

8.5.3. Campo de dunas de Arévalo

Se presentan a continuación los datos estadísticos (Fig. 8.45 y tabla 8.22) de las dunas con paleovientos registrados en el campo de dunas de Arévalo.

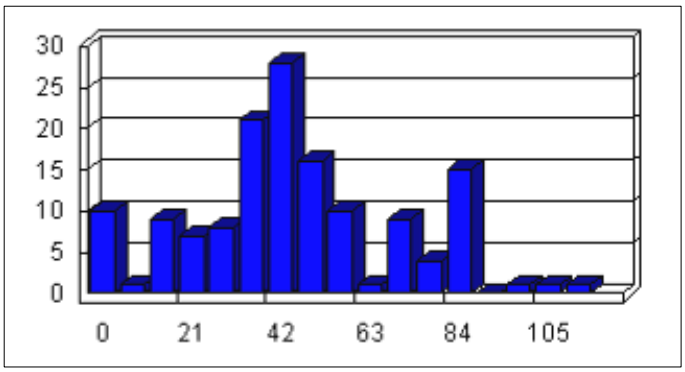


Figura 8.45: Gráfico con la frecuencia de distribución del sentido de los paleovientos medidos en el campo de dunas de Arévalo. Muestra: 142 dunas con vientos registrados. Eje X: Valor en grados sexagesimales de los paleovientos. Eje Y: Nº de registros-dunas.

Muestra:	142
Intervalo medida:	0-115º
Media:	47.7º
Desviación estándar:	24.7º

Tabla 8.22: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable ángulo de paleovientos registrada en las dunas del campo de dunas de la Arévalo. Valores de ángulos en grados sexagesimales.

En el campo de dunas de Arévalo, la media de ángulos de sentido de paleovientos inferidos a partir de la morfologías dunares es 47.7º, es decir, que los principales vientos responsables de la formación de las dunas fueron de componente suroeste. A pesar de los valores medios, hay una elevada desviación estándar (24.7º), lo cual indica una gran variabilidad de las formas dunares y sus vientos constructores, tal como se puede apreciar en el histograma de frecuencias, donde hay varias componentes de paleovientos con mayor o menor relevancia. Así, se aprecia una mayor concentración de dunas con vientos constructores en el intervalo 35-56º, apareciendo con una frecuencia del 44 %. A continuación, destaca un 10.5 % de dunas con vientos constructores en el intervalo 80-90º, correspondientes a la componente oeste. También, hay un significativo porcentaje de dunas, el 7%, con vientos de componente sur (intervalo 0-7º). Finalmente, hay que resaltar la presencia, aunque muy baja, con el 4.2 %, de dunas formadas por vientos con ángulos en el intervalo 98-119º, es decir, de componente oeste-noroeste.

8.5.4. Campo de dunas de Coca

Se presentan a continuación los datos estadísticos (Fig. 8.46 y tabla 8.23) de las dunas con paleovientos registrados en el campo de dunas de Coca.

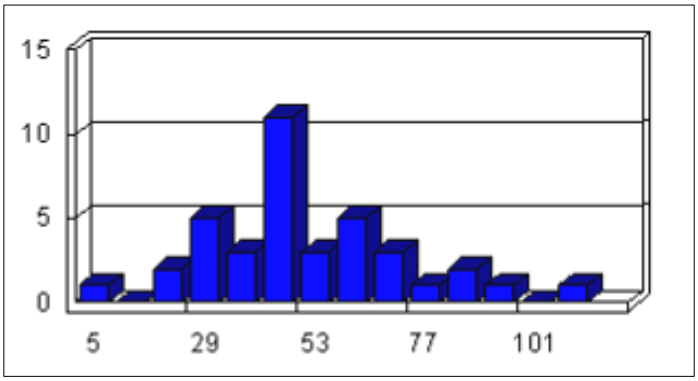


Figura 8.46: Gráfico con la frecuencia de distribución del sentido de los paleovientos medidos en el campo de dunas de Coca. Muestra: 38 dunas con vientos registrados. Eje X: Valor en grados sexagesimales de los paleovientos. Eje Y: Nº de registros-dunas.

Muestra:	38
Intervalo medida:	0-110º
Media:	53º
Desviación estándar:	21.5º

Tabla 8.23: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable ángulo de paleovientos registrada en las dunas del campo de dunas de Coca. Valores de ángulos en grados sexagesimales.

En el campo de dunas de Coca, la media de ángulos de sentido de paleovientos inferidos a partir de las morfologías dunares es de 53º, es decir, los principales vientos responsables de la formación de las dunas fueron de componente suroeste. A pesar de los valores medios, y al igual que en los casos anteriores, hay una elevada desviación estándar (21.5º), lo cual indica una gran variabilidad de formas dunares y sus vientos constructores. Como se puede apreciar en el histograma de frecuencias, hay varias componentes de paleovientos con mayor o menor relevancia. De esta manera, se aprecia una gran concentración de dunas con vientos constructores en el intervalo 45-53º, apareciendo con una frecuencia del 29 %. A continuación, destaca un porcentaje similar de dunas (13 %) con vientos constructores en los intervalos 29-37º y 61-69º, que se corresponden con los vientos de componente sur-suroeste y oeste-suroeste respectivamente. Finalmente, aunque con un número bajo (10.5 %), destacan las dunas registradas en el intervalo 85-119º, que se corresponde con vientos constructores del oeste y oeste-noroeste.

8.5.5. Campo de dunas de Mudrián

Se presentan a continuación los datos estadísticos (Fig. 8.47 y tabla 8.24) de las dunas con paleovientos registrados en el campo de dunas de Mudrián.

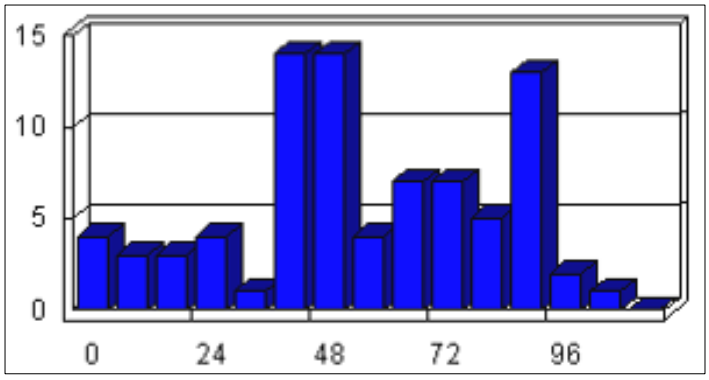


Figura 8.47: Gráfico con la frecuencia de distribución del sentido de los paleovientos medidos en el campo de dunas de Mudrián. Muestra: 83 dunas con vientos registrados. Eje X: Valor en grados sexagesimales de los paleovientos. Eje Y: Nº de registros-dunas.

Muestra:	83
Intervalo medida:	0-120º
Media:	58.5º
Desviación estándar:	26.5º

Tabla 8.24: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable ángulo de paleovientos registrada en las dunas del campo de dunas de Mudrián. Valores de ángulos en grados sexagesimales.

En el campo de dunas de Mudrián, la media de ángulos de sentido de paleovientos inferidos a partir de la morfologías dunares es 58º, es decir que los principales vientos responsables de la formación de las dunas fueron de componente oeste-suroeste. A pesar de los valores medios, la desviación estándar es muy alta (26.5º), lo cual indica una gran variabilidad de formas dunares y sus vientos constructores. Como se puede apreciar en el histograma de frecuencias, hay una gran concentración de dunas (33,7 %) con vientos constructores en el intervalo 40-56º, correspondiente a los vientos del suroeste. A continuación, destaca un elevado porcentaje de dunas, el 15 %, con vientos constructores en el intervalo 88-96º que se corresponden con la componente oeste. También, se aprecia un 17 % de dunas, formadas en un intervalo de vientos más amplio (64-80º), alrededor de la componente oeste-suroeste. Finalmente, destaca un porcentaje relativamente bajo de dunas, el 12.4 %, originadas por vientos de componente sur y sur-suroeste (intervalo 0-24º).

8.5.6. Campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar

Se presentan a continuación los datos estadísticos (Fig. 8.48 y tabla 8.25) de las dunas con paleovientos registrados en el campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar.

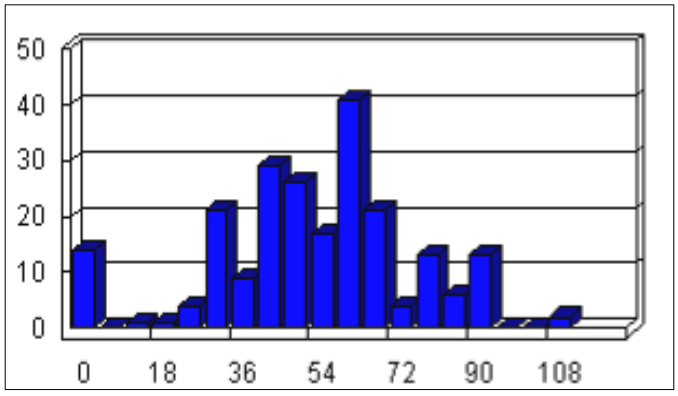


Figura 8.48: Gráfico con la frecuencia de distribución del sentido de los paleovientos medidos en el campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar. Muestra: 222 dunas con vientos registrados. Eje X: Valor en grados sexagesimales de los paleovientos. Eje Y: Nº de registros-dunas.

Muestra:	222
Intervalo medida:	0-110º
Media:	54º
Desviación estándar:	21.9º

Tabla 8.25: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable ángulo de paleovientos registrada en las dunas del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar. Valores de ángulos en grados sexagesimales.

El número de dunas con paleovientos registrados aunque ligeramente menor que en el de Montemayor de Pililla, es muy significativo, ya que en su gran mayoría se trata de grandes formas dunares. En este caso, la media de ángulos de sentido de paleovientos inferidos a partir de las morfologías dunares es de 54º, es decir, los principales vientos responsables de la formación de las dunas fueron de componente oeste-suroeste. Pero la desviación estándar, con un valor de 21.9º, es alta, lo cual indica una gran variabilidad de formas dunares y sus vientos constructores. Como se puede apreciar en el histograma de frecuencias, hay un elevado porcentaje de dunas, el 25 %, con vientos constructores en un amplio intervalo, entre los 42º y 54º, que se corresponden con vientos de componente claramente suroeste. A continuación, hay una gran concentración de dunas, el 18.5 %, con vientos constructores en el intervalo 60-66º correspondiente a los vientos de componente oeste-suroeste. También, se aprecia un alto porcentaje de dunas, el 17 %, formadas en el intervalo 84-96º, es decir, alrededor de la componente oeste. Finalmente, destaca un bajo porcentaje de dunas, el 7.3 %, originadas por vientos de componente sur (intervalo 0-10º).

8.5.7. Campo de dunas de Cantalejo

Se presentan a continuación los datos estadísticos (Fig. 8.49 y tabla 8.26) de las dunas con paleovientos registrados en el campo de dunas de Cantalejo.

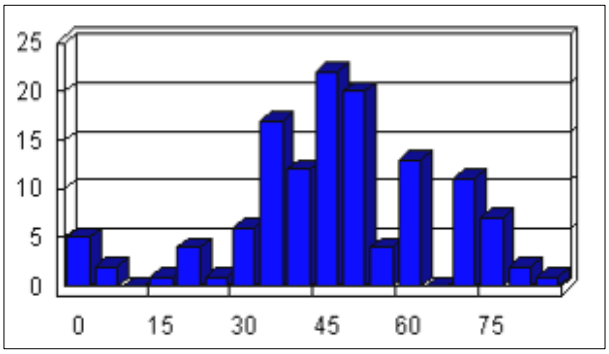


Figura 8.49: Gráfico con la frecuencia de distribución del sentido de los paleovientos medidos en el campo de dunas de Cantalejo. Muestra: 132 dunas con vientos registrados. Eje X: Valor en grados sexagesimales de los paleovientos. Eje Y: Nº de registros-dunas.

Muestra:	132
Intervalo medida:	0-90º
Media:	47.5º
Desviación estándar:	19.2º

Tabla 8.26: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable ángulo de paleovientos registrada en las dunas del campo de dunas de Cantalejo. Valores de ángulos en grados sexagesimales.

En este último campo de dunas analizado, la media de ángulos de paleovientos inferidos a partir de la morfologías dunares es de 47.5º, es decir, que los principales vientos responsables de la formación de las dunas fueron de componente suroeste. A pesar de los valores medios, la desviación estándar de 19.2º, indica una gran variabilidad de las formas dunares y sus vientos constructores. Como se puede apreciar en el histograma de frecuencias, hay un elevado porcentaje de dunas, el 54 %, con vientos constructores en un amplio intervalo, entre los 35 y 55º, que se corresponden con vientos de componente claramente suroeste, coincidiendo en este caso la moda con la media de los datos registrados. También, hay una concentración de dunas, el 23.6 %, con vientos constructores en el intervalo 60-80º, correspondiente a los vientos de componente oeste-suroeste. Finalmente, destaca un muy bajo porcentaje de dunas, el 5.3 %, originadas por vientos de componente sur (intervalo 0-10º).

8.5.8. Análisis global de los paleovientos constructores en Tierra de Pinares

Para la totalidad de la zona investigada en Tierra de Pinares, se presentan a continuación los datos estadísticos (Fig. 8.50 y tabla 8.27) de las dunas con ángulos de sentido de paleovientos registrados. Esto supone un total de 1091 registros, que incluyen tanto a las formas dunares de los campos descritos anteriormente como una cantidad menor de dunas, esparcidas de forma más o menos aislada a lo largo de los mantos eólicos y que no llegan a constituir conjuntos lo suficientemente extensos como para ser estudiados como campos de dunas individuales. A partir de estos datos, se realiza un análisis global, que aparte de incluir a las 989 formas estudiadas anteriormente en su correspondiente campo de dunas, también considera a las 102 dunas restantes que no se encuentran situadas en los conjuntos anteriores.

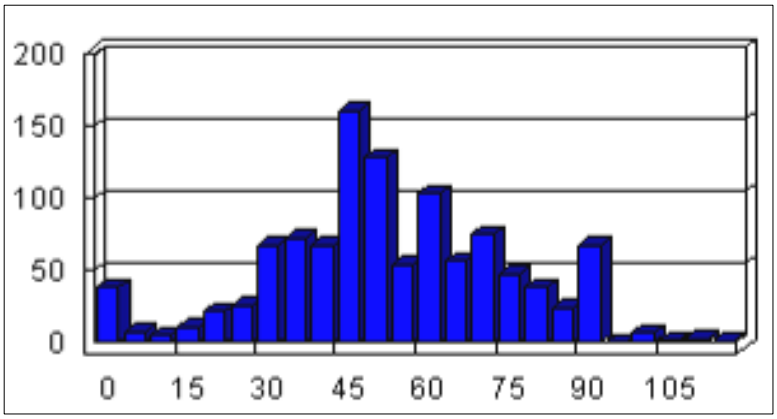


Figura 8.50: Gráfico con la frecuencia de distribución del sentido de los paleovientos medidos en la totalidad de la zona investigada en Tierra de Pinares. Muestra: 1091 dunas con vientos registrados. Eje X: Valor en grados sexagesimales de los paleovientos. Eje Y: Nº de registros-dunas.

Muestra:	1091
Intervalo medida:	0-120º
Media:	52º
Desviación estándar:	21.8º

Tabla 8.27: Resumen de los análisis estadísticos efectuados sobre la variable ángulo de paleovientos registrada en las dunas de Tierra de Pinares. Valores de ángulos en grados sexagesimales.

En el conjunto de la zona investigada, la media de ángulos de paleovientos inferidos a partir de morfologías dunares es de 52º, es decir que los principales vientos responsables de la formación de las dunas fueron claramente de componente suroeste. A pesar de estos valores medios, la desviación estándar, de 21.8º, indica una gran variabilidad de formas dunares y de sus vientos constructores, como también se comprobó en el análisis detallado de los respectivos campos dunares. Como se puede apreciar en el histograma de frecuencias, hay un elevado porcentaje de dunas, el 32 %, con vientos constructores con ángulos registrados entre los 40 y 55º que se corresponden con vientos de componente suroeste y que coinciden claramente con la media de los ángulos registrados. Estos ángulos registrados son mayoritarios en todos los campos de dunas de la cuenca, y en torno a estos valores, se agrupan el 40 % de las dunas. También, hay un 31 % de dunas con vientos constructores en un intervalo más amplio, entre los 55 y 80º, el cual se corresponde con vientos de componente oeste-suroeste. Por otro lado, destacan con una frecuencia del 12 %, los valores de ángulos registrados entre 80 y 100º que señalan vientos constructores del oeste, mientras que los de componente sur (0-15º) tienen una frecuencia del 4.5 %. Finalmente, es muy significativo, que las dunas con ángulos registrados mayores de 100º, son prácticamente inapreciables y apenas presentes en los campos de dunas de Arévalo, Coca y Mudrián, lo cual, indica que casi no hubo vientos constructores de componente oeste-noroeste (el 2.3 %) que hayan quedado reflejados en formas dunares conservadas en la actualidad.

PALEOVIENTOS CONSTRUCTORES	FRECUENCIAS
S	4.5 %
S-SO	17.7 %
SO	33 %
O-SO	30.5 %
O	12 %
O-NO	2.3 %

Tabla 8.28: Tabla resumen con las frecuencias de los principales paleovientos constructores basados en las morfologías de las dunas cartografiadas en el conjunto de la zona investigada de Tierra de Pinares.

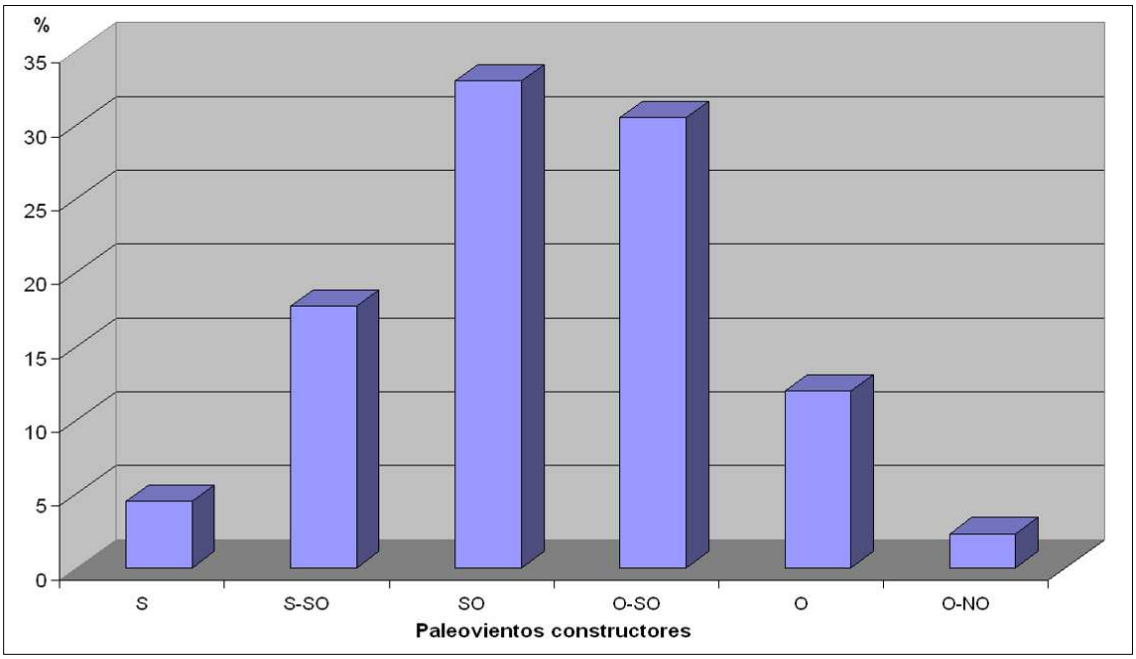


Figura 8.51: Frecuencias de los paleovientos constructores de las formas dunares de Tierra de Pinares con morfologías bien conservadas. S-SO: sur-suroeste, SO: suroeste, O-SO: oeste-suroeste, O: oeste, N-NO: oeste-noroeste.

La variación de las componentes direccionales de los paleovientos constructores entre los distintos campos de dunas, estaría reflejando variaciones locales en el comportamiento del viento, así como diferentes momentos de formación de las dunas bajo regímenes de vientos con pequeñas diferencias entre sí.

Asimismo, las frecuencias de los paleovientos constructores basado en las morfologías dunares (Fig. 8.51) se han comparado con las estructuras sedimentarias observadas en los diferentes afloramientos dunares a lo largo de Tierra de Pinares. Los datos cualitativos sobre las estructuras sedimentarias, consisten en medidas de dirección y buzamiento reales y aparentes de los planos de estratificación-laminación, obtenidas en canteras que cortan las trazas dunares y cuyas estructuras sedimentarias son observables con suficiente claridad. Como en la mayoría de los casos sólo se pudieron obtener direcciones/buzamientos aparentes, estos se transformaron en reales mediante proyección estereográfica en la plantilla de Wulf, de manera que en la tabla 8.29, se exponen los valores obtenidos en los 12 afloramientos estudiados.

Los datos estructurales (tabla 8.29), indican un sentido de transporte de las arenas predominantemente hacia el noreste, es decir, los principales vientos constructores provendrían del suroeste, lo cual concuerda perfectamente con la mayor frecuencia de

estos paleovientos deducidos de las morfologías dunares. Curiosamente, los escasos datos estructurales obtenidos en el campo de dunas de Arévalo, indican transportes hacia el este-sureste, de manera que los vientos responsables serían los del oeste-noroeste. Esto último, concuerda también con las observaciones morfológicas, ya que los afloramientos estudiados, coinciden con las escasas dunas formadas por vientos del oeste-noroeste en este campo de dunas, ejemplo a su vez las pocas formas dunares que con estas características han quedado registradas en el sureste de la Cuenca del Duero.

Localización de los afloramientos	Nº de Parada campo	Dirección / Buzamiento	Tipo de estructura sedimentaria.
CD de Arévalo	P-65-1	N 110º E / 18º E-SE	Laminación cruzada planar medio ángulo
	P-65-2	N 100º E / 16º E-SE	Laminación cruzada planar medio ángulo
Navas de Oro	P-58	N 106º E/ 19º E-SE	Laminación cruzada planar medio ángulo
Nava de La asunción	P-58	N 34º E/ 12º N-NE	Laminación cruzada planar medio ángulo
CD de Sanchonuño.	P-54-1	N 40º E/ 19º NE	Laminación cruzada planar medio ángulo
	P-54-2	N 58º E/ 18º NE	Laminación cruzada planar medio ángulo
	P-54-3	N 50º E/ 20º NE	Laminación cruzada planar medio ángulo
	P-53-1	N 44º E/ 20º NE	Laminación cruzada planar medio ángulo
	P-53-2	N 46º E/ 31º NE	Laminación cruzada planar alto ángulo
	P-53-3	N 44º E/ 12º NE	Laminación cruzada planar medio-bajo ángulo
CD de Mudrián	P-62-1	N 85º E/ 28º NE	Laminación cruzada planar alto ángulo
	P-62-2	N 80º E/ 30º NE	Laminación cruzada planar alto ángulo

Tabla 8.29: Datos estructurales con la dirección y buzamiento de las laminaciones internas de dunas en los diferentes afloramientos de los campo de dunas de Tierra de Pinares. CD = campo de dunas.

9. Características texturales y mineralogía de los depósitos eólicos

9.1. CARACTERÍSTICAS TEXTURALES Y MINERALÓGICAS DE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS DE LA LLANURA MANCHEGA. SÍNTESIS

En los depósitos eólicos de la Llanura Manchega se distinguen dos facies granulométricas principales que han sido determinadas en trabajos anteriores de Pérez-González (1982b) y Bernat Rebollal (2001). Hay una facies limo-arcillosa (*clay-dunes*), casi exclusiva de la Llanura Aluvial de San Juan (Fig. 7.3: color naranja), con contenidos en limo y arcilla superiores al 8 % y que frecuentemente superan el 30 %, y otra facies arenosa (Fig. 7.3: color amarillo), correspondiente al resto de las formaciones eólicas, en las que los contenidos de limo más arcilla son inferiores al 4.5% (tablas 9.1 y 9.2).

	DIFERENTES SECTORES DE LA LLANURA MANCHEGA					
PARÁMETROS ↓	Tablas Daimiel - Villarta de San Juan. (7 muestras)	Llanura aluvial de San Juan. (32 muestras)		Villarrobledo, Embalse de Muleteros, San Clemente (8 muestras)	Casas de Bénitez - Casas de los Pinos (9 muestras)	Rubielos Bajos (2 muestras)
		Arenosas	Limo-arcillosas			
Media (mm)	0.255 - 0.357 Med = 0.312	0.224 - 0.384 Med = 0.298	0.17 - 0.364 Med = 0.243	0.245 - 0.353 Med = 0.311	0.231- 0.394 Med = 0.306	0.265 - 0.283 Med = 0.274
Desviación (mm)	0.478 - 0.574 Med = 0.528	0.581 - 0.665 Med = 0.616	0.446 - 0.594 Med = 0.529	0.386 - 0.715 Med = 0.558	0.558 - 0.622 Med = 0.595	0.618 - 0.620 Med = 0.619
Skewness	-0.035 - 0.063 Med = 0.021	-0.164 - 0.231 Med = 0.0146	-0.144 - 0.269 Med = 0.087	-0.154 - 0.094 Med = - 0.104	0.072 - 0.166 Med = 0.117	0.067 - 0.098 Med= 0.0825
Kurtosis	0.624 - 1.014 Med = 0.874	0.068 - 1.223 Med = 0.986	0.704 - 1.269 Med = 0.943	0.056 - 1.219 Med = 0.961	0.992 - 1.201 Med = 1.112	1.048 - 1.093 Med = 1.07
Moda (Intervalo en mm)	0.250 - 0.5	0.125 - 0.5	0.125 - 0.5	0.250 - 0.5	0.250 - 0.5	0.250 - 0.5
% < 0.062 mm (limos +arcillas)	5.06 - 7.37 Med = 6.45	1.64 - 7.51 Med = 3.9	8.13 - 88.8 Med = 43.9	0.5 - 19.52 Med = 7.55	2.47 - 4.88 Med = 3.84	4.3 - 6.29 Med = 5.295
Clasificación	**Mod. Clasificadas y Pobr. Clasificadas**	**Mod. bien Clasificadas**	**Mod. Clasificadas y Pobr. Clasificadas**	**Mod bien Clasificadas**	**Mod. Clasificadas y Mod. Bien. Clasificadas**	**Mod. Bien Clasificadas**

Tabla 9.1: Resumen de los parámetros de distribución basados en Folk y Ward (1957) elaborados con los datos texturales de muestras recogidas en los depósitos eólicos de la Llanura Manchega. Los datos texturales originales proceden de Pérez-González (1982 b). Fracción arena: Tm > 0.062 mm. Med = Media.

La facies arenosa presenta sus acumulaciones más occidentales a sotavento de las Tablas de Daimiel (Portero García y Ramírez Merino, 1985; Rodríguez García y Pérez-González, 2002), en la zona centro-occidental sobre el sistema aluvial del

Guadiana, mientras que en los sectores orientales las acumulaciones arenosas tendrían su origen en los procesos de deflación de una amplia terraza elevada del río Júcar, la cual representa un sistema fluvial que drenaba hacia el oeste (Pérez-González, 1982b). Esta facies arenosa concentra sus tamaños en los intervalos de arena fina y media (0,125-0.5 mm), mientras que su contenido en arenas muy gruesas es prácticamente inexistente.

Del análisis textural mediante parámetros estadísticos (Tabla 9.1), se deduce que en general todas las muestras están moderadamente o bien clasificadas y tienen los tamaños medios alrededor de los 0.250 mm. Destacan con los tamaños de arena más finos las acumulaciones eólicas de la Llanura Aluvial de San Juan tanto, tanto en los depósitos limo-arcillos como en los depósitos arenosos marginales.

Los análisis de la fracción limo-arcillosa para las arenas recogidas en las *clay-dunes* se caracterizan por un claro predominio de la arcilla frente al limo, así el contenido medio en la fracción limosa se aproxima al 12 % mientras que para la arcilla el contenido medio es del 32 % (tabla 9.2).

Por otro lado, las arenas eólicas del área de San Clemente tienen un contenido en limo y arcilla del 8.7 %, próximo a la facies limo-arcillosa de la Llanura aluvial de San Juan, no siendo tan arenosas como las asociadas al sistema aluvial del río Júcar cuyo contenido en limo y arcilla es siempre inferior al 4.5 % (tabla 9.2).

Facies Eólica	**1 - Facies limo-arcillosas (8-30 % Limo+Arcilla) Llanura Aluvial de San Juan y San Clemente (Llan. Manchega Central)**		**2 - Facies arenosas - Tablas de DAIMIEL (Área occidental) - Casas de los Pinos - Río Júcar (área oriental)**
Contenidos en limo y arcilla	**Llanura de San Juan** **Fracción limosa = 12 %** **Fracción arcillosa = 32 %**	**San Clemente** **Limo+arcilla = 8.7 %**	**< 4.5 % limo + arcilla**
Tamaño del grano	Fino y medio (0.125 - 0.5 mm)		
Mineralogía de la arena	**Fracción ligera:** Primarios: Granos de cuarzo (80-90 %) Secundarios: Feldespatos y fragmentos de carbonato		
	Fracción pesada: Asociación turmalina (60 %), circón (16.5 %) y estaurolita (10.5 %) = 90 %)		
Morfología del grano	Predominio de subredondeados mates		

Tabla 9.2: Resumen de las principales características texturales y mineralógicas de la Llanura Manchega. Fuente: Aleixandre,T. *et al.* (1977), Pérez-González A. (1982b) y Bernat Rebollal (2001).

La composición mineralógica (Aleixandre, T. *et al.*, 1977) de estos depósitos es esencialmente de granos de cuarzo y cuarcita (80-90%), junto con feldespatos y

fragmentos de caliza en proporciones similares como segundos minerales. Entre la fracción pesada, la asociación turmalina-circonita-estaurolita, supone alrededor del 90% de ésta. En cuanto a su morfología, predominan los granos subredondeados mates, lo cual indicaría un escaso transporte desde el área fuente (Tabla 9.2).

Las características composicionales y de morfología de grano de los depósitos eólicos, denuncian un origen cercano, localizado principalmente en los sistemas aluviales del Guadiana y Júcar, en los abanicos aluviales, en el Plioceno de la Llanura Manchega y en fondos endorreicos-semiendorreicos tipo playa, constituyendo estos últimos el área fuente de los depósitos eólicos limo-arcillosos.

9.2. CARACTERÍSTICAS TEXTURALES Y MINERALÓGICAS DE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS DE TIERRA DE PINARES

En Tierra de Pinares, se han recogido 77 muestras de arena en el campo para determinar sus características texturales siguiendo la metodología expuesta en el capítulo 3.6. Estas muestras de arenas eólicas, pertenecen tanto a dunas como a mantos eólicos, siendo algunas de ellas del mismo afloramiento pero recogidas en diferentes niveles o profundidades, de manera que en total pertenecen a 42 localizaciones diferentes (Fig. 9.1). Se han realizado en laboratorio, análisis granulométricos para cada una de las muestras y a continuación se han obtenido los parámetros de distribución a través del programa GRADISTAT 4.0 que facilita los cálculos estadísticos según los parámetros de Folk y Ward (1957). Los resultados de estos análisis con los parámetros de distribución se presentan en 16 tablas resumen (tablas 9.3 a 9.18).

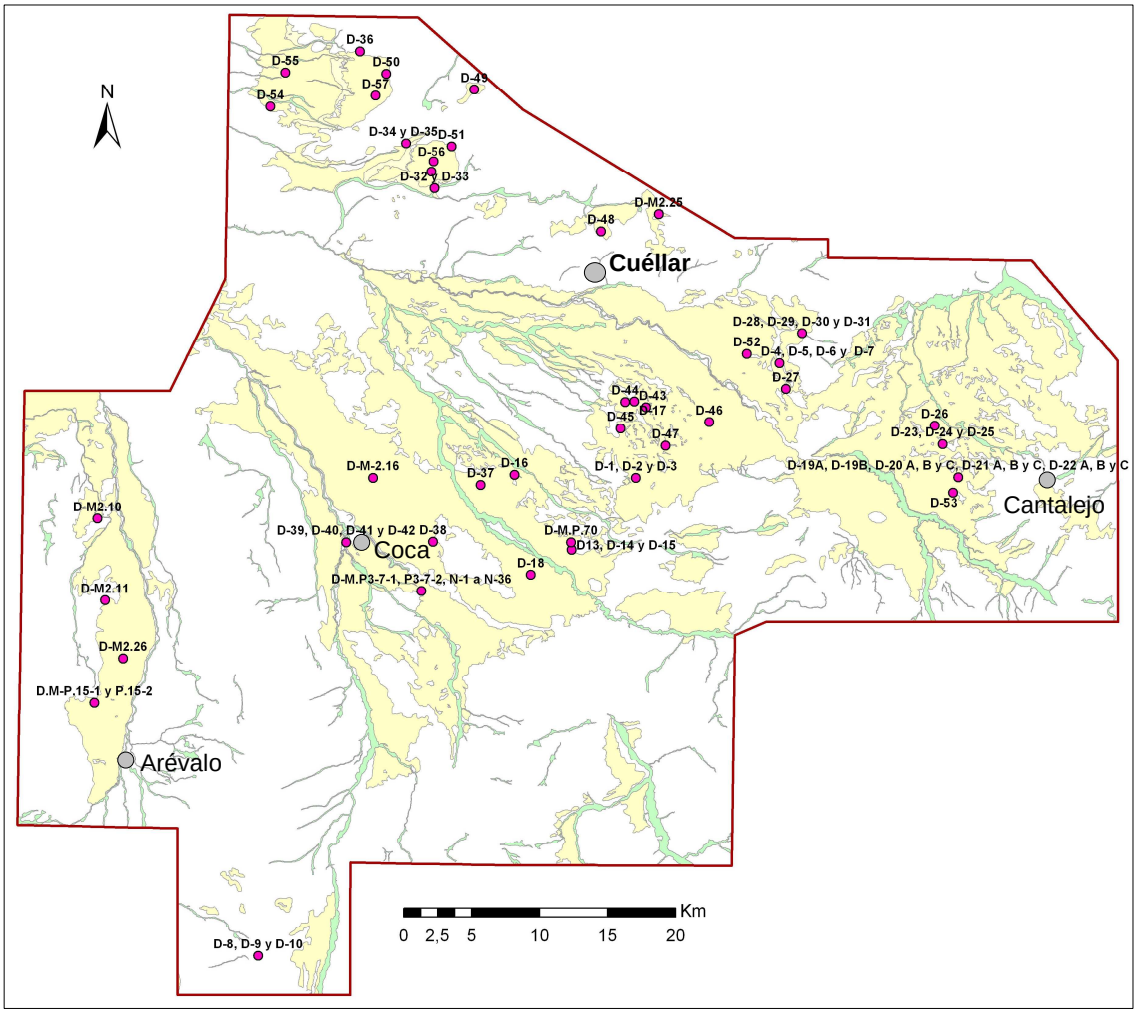


Figura 9.1: Localización de las 72 muestras de arenas eólicas con análisis texturales. Hay 42 puntos de muestreo por lo que varios de ellos tienen diversas muestras asociadas. La identificación y numeración de las muestras no es correlativa ya que se han recogido en campañas diferentes.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-1	D-2	D-3	D-4	D-5
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	288.0	480.7	424.3	354.5	295.0
	DESVIACIÓN	1.615	1.989	1.967	1.785	1.706
	SKEWNESS	-0.141	0.163	0.132	-0.010	-0.082
	KURTOSIS	0.979	1.142	1.138	1.165	1.028
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena media	Arena media	Arena media	Arena media	Arena media
	CLASIFICACIÓN	Mod. bien clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada
	SKEWNESS:	*Fine Skewed*	*Coarse Skewed*	*Coarse Skewed*	*Symmetrical*	*Symmetrical*
	KURTOSIS:	*Mesokurtic*	*Leptokurtic*	*Leptokurtic*	*Leptokurtic*	*Mesokurtic*
	Moda (μm):	375.0	375.0	375.0	375.0	375.0
	% **Grava:**	0.1%	4.9%	2.9%	0.0%	0.0%
	% **Arena:**	99.8%	95.1%	97.0%	99.8%	99.7%
	% **Limo y arcilla:**	0.1%	0.0%	0.1%	0.2%	0.3%
	% Grava fina:	0.0%	3.5%	1.6%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.1%	1.4%	1.4%	0.0%	0.0%
	% Arena muy gruesa:	0.3%	7.3%	5.5%	1.3%	0.4%
	% Arena gruesa:	6.8%	31.4%	26.8%	22.7%	12.9%
	% Arena media:	60.9%	44.7%	46.9%	52.5%	54.7%
	% Arena fina:	29.2%	10.8%	16.3%	21.2%	28.5%
	% Arena muy fina:	2.6%	0.9%	1.5%	2.0%	3.2%
	% Limo y arcilla:	0.1%	0.0%	0.1%	0.2%	0.3%

Tabla 9.3: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-1 a D-5.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-6	D-7	D-8	D-9	D-10
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	306.3	301.9	562.6	286.9	526.3
	DESVIACIÓN	1.564	1.657	0	1.922	2.579
	SKEWNESS	-0.166	-0.108	0.091	-0.087	-0.097
	KURTOSIS	1.232	1.129	0.895	1.010	1.051
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena media	Arena media	Arena gruesa	Arena media	Arena gruesa
	CLASIFICACIÓN	Mod. bien clasificada	Mod. clasificada	Pobremente clasificada	Mod. clasificada	Pobremente clasificada
	SKEWNESS:	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Symmetrical*
	KURTOSIS:	*Leptokurtic*	*Leptokurtic*	*Platykurtic*	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*
	Moda (μm):	375.0	375.0	375.0	375.0	750.0
	% **Grava:**	0.0%	0.0%	12.4%	0.0%	5.7%
	% **Arena:**	99.9%	99.9%	86.9%	99.2%	92.8%
	% **Limo y arcilla:**	0.1%	0.1%	0.7%	0.8%	1.5%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	1.4%	0.0%	1.2%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.0%	11.0%	0.0%	4.6%
	% Arena muy gruesa:	0.1%	0.1%	17.6%	1.0%	17.3%
	% Arena gruesa:	7.3%	11.6%	21.7%	16.5%	31.9%
	% Arena media:	68.3%	60.1%	26.5%	44.5%	24.7%
	% Arena fina:	22.2%	25.5%	15.9%	28.9%	13.2%
	% Arena muy fina:	1.9%	2.5%	5.2%	8.3%	5.8%
	% Limo y arcilla:	0.1%	0.1%	0.7%	0.8%	1.5%

Tabla 9.4: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-6 a D-10.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-11	D-12	D-13	D-14	D-15
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	359.5	467.1	340.4	139.7	462.7
	DESVIACIÓN	1.798	1.968	1.929	1.966	1.706
	SKEWNESS	-0.024	-0.006	-0.096	-0.102	-0.009
	KURTOSIS	1.112	1.063	1.139	1.183	0.913
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena media	Arena media	Arena media	Arena fina	Arena media
	CLASIFICACIÓN	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada
	SKEWNESS:	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Fine Skewed*	*Symmetrical*
	KURTOSIS:	*Leptokurtic*	*Mesokurtic*	*Leptokurtic*	*Leptokurtic*	*Mesokurtic*
	Moda (μm):	375.0	375.0	375.0	185.0	375.0
	% **Grava:**	0.0%	0.3%	0.0%	0.0%	0.0%
	% **Arena:**	99.9%	98.7%	98.8%	92.1%	99.9%
	% **Limo y arcilla:**	0.1%	0.9%	1.2%	7.9%	0.1%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.3%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Arena muy gruesa:	0.6%	9.4%	1.0%	0.2%	4.0%
	% Arena gruesa:	25.3%	35.4%	24.6%	3.1%	38.5%
	% Arena media:	50.9%	39.2%	47.8%	12.4%	47.9%
	% Arena fina:	20.4%	11.3%	19.6%	44.5%	8.4%
	% Arena muy fina:	2.6%	3.5%	5.9%	32.0%	1.1%
	% Limo y arcilla:	0.1%	0.9%	1.2%	7.9%	0.1%

Tabla 9.5: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-11 a D-15. En sombreado la muestra D-14 con contenidos elevados de limo+arcilla.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-16	D-17	D-18	D-19A	D-19B
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	429.5	411.3	498.7	235.5	325.1
	DESVIACIÓN	1.868	2.072	1.753	1.568	1.819
	SKEWNESS	-0.112	-0.001	-0.226	0.078	-0.022
	KURTOSIS	0.876	0.944	0.906	0.745	1.047
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena media	Arena media	Arena media	Arena fina	Arena media
	CLASIFICACIÓN	Mod. clasificada	Pobremente clasificada	Mod. clasificada	Mod. bien clasificada	Mod. clasificada
	SKEWNESS:	*Fine Skewed*	*Symmetrical*	*Fine Skewed*	*Symmetrical*	*Symmetrical*
	KURTOSIS:	*Platykurtic*	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Platykurtic*	*Mesokurtic*
	Moda (μm):	750.0	375.0	750.0	185.0	375.0
	% **Grava:**	0.0%	0.5%	0.0%	0.0%	0.0%
	% **Arena:**	99.9%	99.4%	99.9%	99.9%	99.8%
	% **Limo y arcilla:**	0.1%	0.1%	0.1%	0.1%	0.2%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.5%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Arena muy gruesa:	4.9%	8.8%	4.9%	0.0%	1.6%
	% Arena gruesa:	38.3%	31.6%	48.8%	1.1%	19.2%
	% Arena media:	37.6%	35.4%	35.0%	42.6%	49.9%
	% Arena fina:	17.2%	21.0%	9.6%	51.2%	25.6%
	% Arena muy fina:	1.9%	2.7%	1.5%	4.9%	3.6%
	% Limo y arcilla:	0.1%	0.1%	0.1%	0.1%	0.2%

Tabla 9.6: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-16 a D-19B.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-20A	D-20B	D-20C	D-21A	D-21B
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	395.1	376.2	279.8	324.0	347.0
	DESVIACIÓN	1.881	2.058	1.668	1.876	1.992
	SKEWNESS	-0.021	0.071	-0.084	0.018	0.052
	KURTOSIS	0.955	0.983	0.936	0.989	0.936
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena media	Arena media	Arena media	Arena media	Arena media
	CLASIFICACIÓN	Mod. clasificada	Pobremente clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada
	SKEWNESS:	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Symmetrical*
	KURTOSIS:	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*
	Moda (μm):	375.0	375.0	375.0	375.0	375.0
	% **Grava:**	0.1%	0.3%	0.0%	0.0%	0.2%
	% **Arena:**	99.8%	99.5%	99.9%	99.7%	99.4%
	% **Limo y arcilla:**	0.1%	0.2%	0.1%	0.3%	0.4%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.1%	0.3%	0.0%	0.0%	0.2%
	% Arena muy gruesa:	4.7%	7.9%	0.4%	3.2%	5.5%
	% Arena gruesa:	29.6%	24.0%	8.4%	18.7%	22.0%
	% Arena media:	44.4%	40.6%	54.7%	45.9%	41.0%
	% Arena fina:	18.5%	23.8%	32.8%	28.1%	27.1%
	% Arena muy fina:	2.6%	3.1%	3.6%	3.8%	3.9%
	% Limo y arcilla:	0.1%	0.2%	0.1%	0.3%	0.4%

Tabla 9.7: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-20A a D-21B.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-21C	D-22A	D-22B	D-22C	D-23
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	269.6	382.1	355.6	304.9	271.5
	DESVIACIÓN	1.577	1.835	1.860	1.762	1.590
	SKEWNESS	-0.176	-0.005	0.023	-0.032	-0.169
	KURTOSIS	0.774	1.014	1.211	1.048	0.791
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena media	Arena media	Arena media	Arena media	Arena media
	CLASIFICACIÓN	Mod. bien clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. bien clasificada
	SKEWNESS:	*Fine Skewed*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Fine Skewed*
	KURTOSIS:	*Platykurtic*	*Mesokurtic*	*Leptokurtic*	*Mesokurtic*	*Platykurtic*
	Moda (μm):	375.0	375.0	375.0	375.0	375.0
	% **Grava:**	0.0%	0.0%	0.0%	0.1%	0.0%
	% **Arena:**	99.9%	99.9%	99.8%	99.8%	99.7%
	% **Limo y arcilla:**	0.1%	0.1%	0.2%	0.1%	0.3%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.1%	0.0%
	% Arena muy gruesa:	0.1%	3.1%	4.7%	2.3%	0.2%
	% Arena gruesa:	4.1%	27.4%	19.7%	14.4%	5.0%
	% Arena media:	56.5%	48.1%	51.0%	51.5%	56.2%
	% Arena fina:	35.5%	19.2%	21.6%	28.7%	34.7%
	% Arena muy fina:	3.6%	2.2%	2.9%	3.0%	3.7%
	% Limo y arcilla:	0.1%	0.1%	0.2%	0.1%	0.3%

Tabla 9.8: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-21C a D-23.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-24	D-25	D-26	D27	D-28
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	291.8	269.1	439.0	313.0	361.8
	DESVIACIÓN	1.655	1.578	2.003	1.657	1.970
	SKEWNESS	-0.137	-0.154	-0.050	-0.086	-0.059
	KURTOSIS	1.068	0.765	0.978	1.202	0.861
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena media	Arena media	Arena media	Arena media	Arena media
	CLASIFICACIÓN	Mod. clasificada	Mod. bien clasificada	Pobremente clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada
	SKEWNESS:	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Symmetrical*
	KURTOSIS:	*Mesokurtic*	*Platykurtic*	*Mesokurtic*	*Leptokurtic*	*Platykurtic*
	Moda (μm):	375.0	375.0	375.0	375.0	375.0
	% **Grava:**	0.0%	0.0%	0.2%	0.0%	0.0%
	% **Arena:**	99.2%	99.6%	99.6%	100.0%	99.5%
	% **Limo y arcilla:**	0.8%	0.4%	0.2%	0.0%	0.5%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.0%	0.2%	0.0%	0.0%
	% Arena muy gruesa:	0.5%	0.2%	8.5%	0.3%	3.2%
	% Arena gruesa:	8.6%	4.6%	35.9%	14.2%	30.0%
	% Arena media:	60.8%	55.0%	36.1%	59.5%	38.7%
	% Arena fina:	26.1%	36.9%	16.3%	24.4%	22.5%
	% Arena muy fina:	3.3%	2.9%	2.9%	1.5%	5.1%
	% Limo y arcilla:	0.8%	0.4%	0.2%	0.0%	0.5%

Tabla 9.9: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-24 a D-28.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-29	D-30	D31	D-32	D-33
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	533.6	603.5	378.8	286.9	266.2
	DESVIACIÓN	1.796	1.663	1.814	1.537	1.569
	SKEWNESS	-0.248	-0.216	0.017	-0.271	-0.199
	KURTOSIS	1.055	1.420	1.242	0.927	0.778
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena gruesa	Arena gruesa	Arena media	Arena media	Arena media
	CLASIFICACIÓN	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. bien clasificada	Mod. bien clasificada
	SKEWNESS:	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*	*Symmetrical*	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*
	KURTOSIS:	*Mesokurtic*	*Leptokurtic*	*Leptokurtic*	*Mesokurtic*	*Platykurtic*
	Moda (μm):	750.0	750.0	375.0	375.0	375.0
	% **Grava:**	0.0%	0.0%	0.0%	0.2%	0.0%
	% **Arena:**	99.6%	99.5%	99.4%	99.3%	99.8%
	% **Limo y arcilla:**	0.4%	0.5%	0.6%	0.5%	0.2%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.2%	0.0%
	% Arena muy gruesa:	7.1%	8.9%	4.1%	0.4%	0.1%
	% Arena gruesa:	55.0%	66.3%	22.2%	2.4%	1.7%
	% Arena media:	28.3%	19.1%	54.3%	67.6%	58.9%
	% Arena fina:	7.5%	4.1%	15.5%	26.0%	34.9%
	% Arena muy fina:	1.7%	1.1%	3.3%	2.9%	4.3%
	% Limo y arcilla:	0.4%	0.5%	0.6%	0.5%	0.2%

Tabla 9.10: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-29 a D-33.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-34	D-35	D-36	D-37	D-38
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	303.0	325.8	314.2	401.3	948.2
	DESVIACIÓN	1.782	1.736	1.718	2.015	1.932
	SKEWNESS	-0.063	-0.056	-0.077	-0.153	-0.171
	KURTOSIS	1.022	1.203	1.122	0.841	1.008
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena media	Arena media	Arena media	Arena media	Arena gruesa
	CLASIFICACIÓN	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Pobremente clasificada	Mod. clasificada
	SKEWNESS:	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*
	KURTOSIS:	*Mesokurtic*	*Leptokurtic*	*Leptokurtic*	*Platykurtic*	*Mesokurtic*
	Moda (μm):	375.0	375.0	375.0	750.0	1500.0
	% **Grava:**	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	7.1%
	% **Arena:**	99.8%	99.7%	99.9%	99.4%	92.8%
	% **Limo y arcilla:**	0.2%	0.3%	0.1%	0.6%	0.1%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	7.1%
	% Arena muy gruesa:	1.0%	0.7%	0.1%	5.4%	43.1%
	% Arena gruesa:	16.2%	17.7%	16.9%	37.9%	33.4%
	% Arena media:	50.9%	55.9%	55.5%	31.4%	11.8%
	% Arena fina:	26.8%	22.6%	24.5%	20.3%	3.9%
	% Arena muy fina:	4.9%	2.8%	2.9%	4.4%	0.6%
	% Limo y arcilla:	0.2%	0.3%	0.1%	0.6%	0.1%

Tabla 9.11: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-34 a D-38.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-39	D-40	D-41	D-42	D-43
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	303.0	325.8	314.2	401.3	948.2
	DESVIACIÓN	1.782	1.736	1.718	2.015	1.932
	SKEWNESS	-0.063	-0.056	-0.077	-0.153	-0.171
	KURTOSIS	1.022	1.203	1.122	0.841	1.008
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena media	Arena media	Arena media	Arena media	Arena gruesa
	CLASIFICACIÓN	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Pobremente clasificada	Mod. clasificada
	SKEWNESS:	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*
	KURTOSIS:	*Mesokurtic*	*Leptokurtic*	*Leptokurtic*	*Platykurtic*	*Mesokurtic*
	Moda (μm):	1500.0	750.0	375.0	750.0	375.0
	% **Grava:**	10.8%	0.4%	1.0%	33.5%	0.1%
	% **Arena:**	87.6%	99.1%	98.5%	66.4%	99.3%
	% **Limo y arcilla:**	1.7%	0.5%	0.5%	0.2%	0.6%
	% Grava gruesa:	0.0%	0.0%	0.0%	2.4%	0.0%
	% Grava media:	0.0%	0.0%	0.0%	4.8%	0.0%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	6.5%	0.0%
	% Grava muy fina:	10.8%	0.4%	1.0%	19.7%	0.1%
	% Arena muy gruesa:	30.6%	5.2%	12.7%	21.0%	2.9%
	% Arena gruesa:	29.2%	43.1%	36.1%	24.4%	29.8%
	% Arena media:	16.3%	41.6%	37.7%	16.2%	40.5%
	% Arena fina:	7.4%	7.6%	10.1%	4.1%	20.5%
	% Arena muy fina:	4.0%	1.6%	1.9%	0.6%	5.5%
	% Limo y arcilla:	1.7%	0.5%	0.5%	0.2%	0.6%

Tabla 9.12: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-39 a D-43.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-44	D-45	D-46	D-47	D-48
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	514.2	455.7	409.6	424.0	166.0
	DESVIACIÓN	2.012	1.802	1.964	1.908	1.773
	SKEWNESS	-0.300	-0.110	-0.168	-0.135	-0.004
	KURTOSIS	1.087	0.906	0.880	0.886	1.133
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena gruesa	Arena media	Arena media	Arena media	Arena fina
	CLASIFICACIÓN	Pobremente clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada
	SKEWNESS:	*Very Fine Skewed*	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*	*Symmetrical*
	KURTOSIS:	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Platykurtic*	*Platykurtic*	*Leptokurtic*
	Moda (μm):	750.0	750.0	750.0	750.0	185.0
	% **Grava:**	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% **Arena:**	99.7%	99.8%	99.3%	99.8%	97.6%
	% **Limo y arcilla:**	0.3%	0.2%	0.7%	0.2%	2.4%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Arena muy gruesa:	10.8%	4.5%	4.7%	5.0%	0.0%
	% Arena gruesa:	53.1%	40.7%	38.5%	38.4%	1.3%
	% Arena media:	19.5%	39.1%	34.4%	36.4%	19.3%
	% Arena fina:	12.7%	13.5%	17.3%	16.9%	51.3%
	% Arena muy fina:	3.5%	2.0%	4.5%	3.1%	25.7%
	% Limo y arcilla:	0.3%	0.2%	0.7%	0.2%	2.4%

Tabla 9.13: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-44 a D-48.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-49	D-50	D-51	D-52	D-53
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	145.1	144.6	212.0	287.0	272.5
	DESVIACIÓN	1.643	1.677	1.937	1.615	1.592
	SKEWNESS	-0.086	-0.046	0.037	-0.132	-0.163
	KURTOSIS	1.025	1.000	0.958	0.960	0.801
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena fina	Arena fina	Arena fina	Arena media	Arena media
	CLASIFICACIÓN	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. bien clasificada	Mod. bien clasificada
	SKEWNESS:	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*
	KURTOSIS:	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Platykurtic*
	Moda (μm):	185.0	185.0	185.0	375.0	375.0
	% **Grava:**	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% **Arena:**	97.6%	97.9%	98.9%	99.9%	99.9%
	% **Limo y arcilla:**	2.4%	2.1%	1.1%	0.1%	0.1%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Arena muy gruesa:	0.0%	0.0%	0.2%	0.2%	0.1%
	% Arena gruesa:	0.1%	0.5%	7.3%	7.3%	5.3%
	% Arena media:	9.4%	10.9%	31.8%	59.9%	56.3%
	% Arena fina:	57.3%	53.6%	40.1%	30.3%	34.6%
	% Arena muy fina:	30.9%	32.9%	19.5%	2.3%	3.6%
	% Limo y arcilla:	2.4%	2.1%	1.1%	0.1%	0.1%

Tabla 9.14: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-49 a D-53.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-54	D-55	D-56	D-57	D-M.2.23
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	505.8	483.6	483.8	275.4	964.2
	DESVIACIÓN	2.032	1.924	1.923	1.657	1.820
	SKEWNESS	-0.283	-0.239	-0.239	-0.131	-0.329
	KURTOSIS	1.048	0.951	0.951	0.909	1.050
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena gruesa	Arena media	Arena media	Arena media	Arena gruesa
	CLASIFICACIÓN	Pobremente clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Mod. clasificada
	SKEWNESS:	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*	*Very Fine Skewed*
	KURTOSIS:	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*
	Moda (μm):	750.0	750.0	750.0	375.0	1500.0
	% **Grava:**	0.2%	0.2%	0.2%	0.0%	0.0%
	% **Arena:**	99.6%	99.7%	99.8%	99.8%	97.0%
	% **Limo y arcilla:**	0.2%	0.1%	0.1%	0.2%	3.0%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.2%	0.2%	0.2%	0.0%	0.0%
	% Arena muy gruesa:	10.9%	7.0%	7.0%	0.8%	53.4%
	% Arena gruesa:	51.0%	48.1%	48.1%	6.2%	33.2%
	% Arena media:	20.7%	27.6%	27.6%	56.3%	7.5%
	% Arena fina:	13.6%	15.1%	15.1%	31.4%	2.7%
	% Arena muy fina:	3.4%	1.9%	1.9%	5.1%	0.2%
	% Limo y arcilla:	0.2%	0.1%	0.1%	0.2%	3.0%

Tabla 9.15: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras: D-54 a D-M.2.23.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-M.2.24	D-M.3.7-1	D-M.3.7-2	M-P.15.1	M-P.15.2	D-M2.10
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	458.9	230.1	77.16	41.98	333.1	964.2
	DESVIACIÓN	1.687	1.949	9.852	6.726	5.075	1.820
	SKEWNESS	-0.051	-0.085	-0.579	-0.517	-0.524	-0.329
	KURTOSIS	0.735	0.991	0.470	0.464	1.825	1.050
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena media	Arena fina	Arena muy fina	Limos muy gruesos	Arena media	Arena gruesa
	CLASIFICACIÓN	Mod. clasificada	Mod. clasificada	Muy Pobr. clasificada	Muy Pobr. clasificada	Muy Pobr. clasificada	Mod. clasificada
	SKEWNESS:	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Very Fine Skewed*	*Very Fine Skewed*	*Very Fine Skewed*	*Very Fine Skewed*
	KURTOSIS:	*Platykurtic*	*Mesokurtic*	*Very Platykurtic*	*Very Platykurtic*	*Very Leptokurtic*	*Mesokurtic*
	Moda (μm):	750.0	350.0	350.0	150.0	750.0	1500.0
	% **Grava:**	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% **Arena:**	98.6%	95.4%	67.8%	63.9%	84.4%	97.0%
	% **Limo y arcilla:**	1.4%	4.6%	32.2%	36.1%	15.6%	3.0%
	% **Grava Fina**	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Arena muy gruesa:	3.0%	0.0%	5.4%	0.3%	0.0%	53.4%
	% Arena gruesa:	43.3%	8.0%	21.9%	1.2%	0.0%	33.2%
	% Arena media:	38.7%	38.8%	24.2%	16.6%	17.2%	7.5%
	% Arena fina:	13.3%	35.0%	12.9%	25.7%	32.2%	2.7%
	% Arena muy fina:	0.4%	13.7%	3.4%	20.2%	20.0%	0.2%
	% Limo y arcilla:	1.4%	4.6%	32.2%	36.1%	11.3%	3.0%

Tabla 9.16: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras (6): D-M.2.24 a D-M2.10. En sombreado las muestras con mayor contenido en limo y arcilla.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-M2.11	D-M2.16	D-M.P.70	D-M2.25	D-M2.26	D-N-1
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	802.9	441.1	405.4	145.4	624.0	580.5
	DESVIACIÓN	2.044	2.069	1.717	1.621	2.458	2.037
	SKEWNESS	-0.302	-0.025	0.035	-0.093	-0.134	-0.147
	KURTOSIS	1.037	0.992	0.855	1.029	0.868	1.159
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena gruesa	Arena media	Arena media	Arena fina	Arena gruesa	Arena gruesa
	CLASIFICACIÓN	Mod. clasificada	Pobremente clasificada	Mod. clasificada	Mod. bien clasificada	Pobremente clasificada	Pobremente clasificada
	SKEWNESS:	*Very Fine Skewed*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Fine Skewed*	*Fine Skewed*
	KURTOSIS:	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Platykurtic*	*Mesokurtic*	*Platykurtic*	*Leptokurtic*
	Moda (μm):	1500.0	350.0	350.0	185.0	750.0	750.0
	% **Grava:**	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	5.8%	2.3%
	% **Arena:**	96.5 %	97.6%	97.6%	98.3%	94.0%	96.9%
	% **Limo y arcilla:**	3.6 %	2.4%	2.4%	1.7%	0.2%	0.8%
	% **Grava Fina**	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.4%	0.2%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	5.4%	2.1%
	% Arena muy gruesa:	56.4%	10.3%	0.3%	0.0%	27.4%	15.7%
	% Arena gruesa:	34.7%	33.5%	34.0%	0.4%	29.1%	45.9%
	% Arena media:	4.5%	33.8%	45.2%	8.0%	20.4%	25.6%
	% Arena fina:	0.8 %	16.7%	16.9%	58.9%	13.3%	6.9%
	% Arena muy fina:	0.1%	3.2%	1.2%	31.0%	3.7%	2.7%
	% Limo y arcilla:	3.6 %	2.4%	2.4%	1.7%	0.2%	0.8%

Tabla 9.17: Resumen de los parámetros de distribución. Muestras (6): D-M2.11 a D-N-1

Del análisis textural en Tierra de Pinares, se determina por tanto, una única facies eólica arenosa, con tamaño de arena bastante variable.

La presencia de limo y arcilla, al contrario que en la Llanura Manchega es meramente anecdótica, manteniéndose en general por debajo del 1% a lo largo de la zona investigad. Únicamente cinco muestras, la D-14, D-M.3.7-1, D-M.3.7-2, M-P.15.1 y M-P.15.1, es decir el 7.5 % del total muestreado, tienen contenidos en limo y arcilla superiores al 4 %, y sólo alguna de ellas como la D-M.3.7-2 y M-P.15.2 llegan a superar el 30 %. Éste alto contenido en limo y arcilla se debe, a que se trata de muestras recogidas en zonas de Tierra de Pinares donde el horizonte Bt (arcilloso) del suelo está muy desarrollado, como se ha observado en el campo de dunas de Arévalo (Fig. 8.19), en las dunas de Adanero y en las del sur de Coca-Nava de la Asunción (Figs. 8.23 y 11.3), donde también se aprecia horizontes E del suelo muy lavados en la parte superior de los afloramientos. Es decir, dichos contenidos en arcilla alóctona ha sido adquirida por procesos de iluviación y es ajena a la naturaleza eólica del depósito, al contrario de lo que sucede en la Llanura Manchega con las dunas limo-arcillosas situadas a sotavento de fondos tipo playa.

Para las 5 muestras con altos contenidos en arcilla, se han calculado los parámetros texturales (tabla 9.18), eliminando el limo y arcilla, de manera que no desvirtúen la naturaleza original del sedimento.

IDENTIFICADOR DE LA MUESTRA		D-14	D-M.3.7-1	D-M.3.7-2	M-P.15.1	M-P.15.2
Método Folk y Ward Geometría (μm)	MEDIA	149.2	409.0	528.9	347.5	538.0
	DESVIACIÓN	1.778	2.078	1.940	2.002	2.220
	SKEWNESS	0.033	-0.021	-0.193	-0.055	-0.162
	KURTOSIS	1.013	0.997	1.004	0.810	0.969
Método Folk y Ward Descripción	Media -Tipo Sedimento	Arena fina	Arena media	Arena gruesa	Arena media	Arena gruesa
	CLASIFICACIÓN	Mod. clasificada	Pobremente clasificada	Mod. clasificada	Pobremente clasificada	Pobremente clasificada
	SKEWNESS:	*Symmetrical*	*Symmetrical*	*Fine Skewed*	*Symmetrical*	*Fine Skewed*
	KURTOSIS:	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Mesokurtic*	*Platykurtic*	*Mesokurtic*
	Moda (μm):	185.0	350.0	750.0	350.0	750.0
	% **Grava:**	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% **Arena:**	98.0%	98.6%	99.6%	99.9%	99.2%
	% **Limo y arcilla:**	2.0%	1.4%	0.4%	0.1%	0.8%
	% Grava fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Grava muy fina:	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%	0.0%
	% Arena muy gruesa:	0.2%	7.8%	13.1%	1.7%	20.4%
	% Arena gruesa:	3.3%	31.4%	48.2%	31.8%	37.8%
	% Arena media:	13.2%	34.7%	24.4%	33.0%	23.7%
	% Arena fina:	47.3%	18.7%	11.5%	25.8%	13.5%
	% Arena muy fina:	34.1%	7.5%	2.7%	7.5%	4.6%

Tabla 9.18: Resumen de los parámetros de distribución de las muestras D-14, D-M.3.7-1, D-M.3.7-2 y M-P.15.1 y M-P.15.2 recalculados eliminando los contenidos de limo y arcilla.

Por otro lado, numerosas muestras (33 %) tienen contenidos apreciables en gravas, en los tamaños de grava muy fina y fina (gránulos: 2-4 mm y micro cantos: 4-8 mm), en este sentido, destacan las muestras D-8 (12.4%), D-38 (7.1%), D-39 (10.8%), D-42 (33.5%) y las recogidas en Nava de la Asunción (capítulo 12), la gran mayoría de ellas próximas a substratos arcósicos.

También, se ha analizado la variabilidad espacial del tamaño medio del grano, de la clasificación, el *skewness* y la kurtosis de las arenas, a lo largo de las 42 localizaciones con muestras de Tierra de Pinares, mediante la representación de estos parámetros en la cartografía y con interpolaciones espaciales de los valores entre dichos puntos a través del SIG ArcGis, aunque siendo conscientes de las inexactitudes que estas últimas conllevan debido a la escasez de datos y a la distribución discontinua de los depósitos eólicos analizados. Para la interpolación espacial, se ha seleccionado el método IDW o interpolación inversa a la distancia, debido a la ubicación heterogénea de los datos, al número limitado de puntos para realizar la interpolación y la gran

distancia entre estos. Además, la discontinuidad entre depósitos eólicos aconsejaba dar mayor peso a los puntos con medidas (Bonham-Carter, 1996). Este método estima los puntos del modelo asignando los pesos de los datos del entorno en función inversa a la distancia. Es decir, los puntos más cercanos al valor a calcular intervienen más que los más alejados. En nuestro caso, se ha impuesto un exponente de ponderación igual a uno (B=1), este parámetro que controla la forma en la que el peso interviene con la distancia, en el caso de valer **1,** hace que disminuya linealmente (Mitas y Mitasova, 1999).

Para los cálculos de interpolación, se han tenido en cuenta las diferentes muestras que puede haber en un mismo afloramiento, de manera que para un mismo par de coordenadas XY puede haber varios puntos de muestras en su cobertura SIG correspondiente, pero que a la hora de interpolar se computan independientemente.

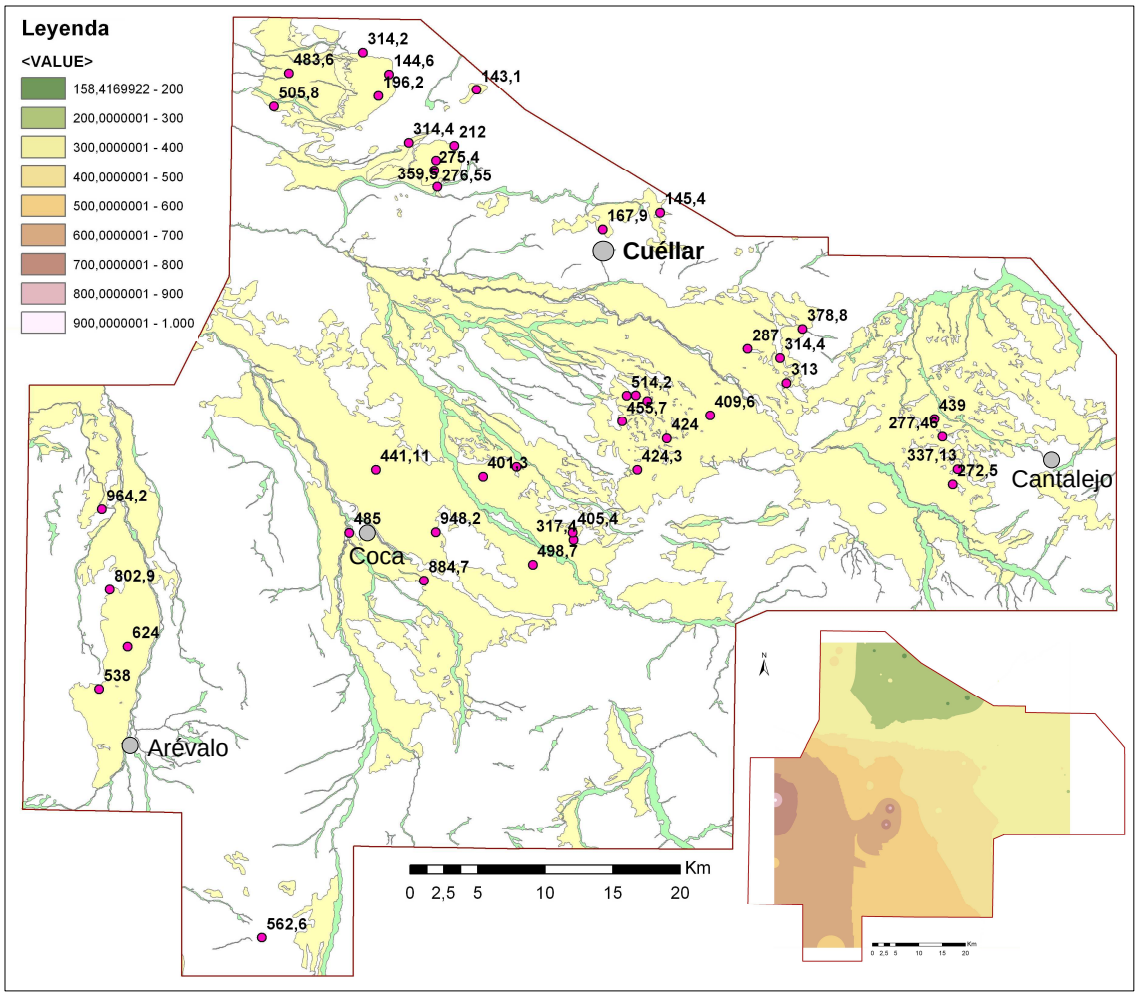


Figura 9.2: Tamaño medio (µm) de las arenas eólicas en diferentes localizaciones de Tierra de Pinares. En la imagen pequeña (Inf. derecha) se muestra los resultados de la interpolación espacial (IDW) en la que se aprecian las tendencias del tamaño medio del grano.

Tamaño medio y clasificación:

Desde el punto de vista sedimentológico, el tamaño medio (Fig. 9.2) viene a representar el nivel estadístico de la energía media en un ambiente sedimentario (Corrales *et al.*, 1977), en nuestro caso eólico, mientras que la clasificación o desviación (Fig. 9.3), indicaría las oscilaciones de la energía cinética en el ambiente sedimentario respecto a su valor medio.

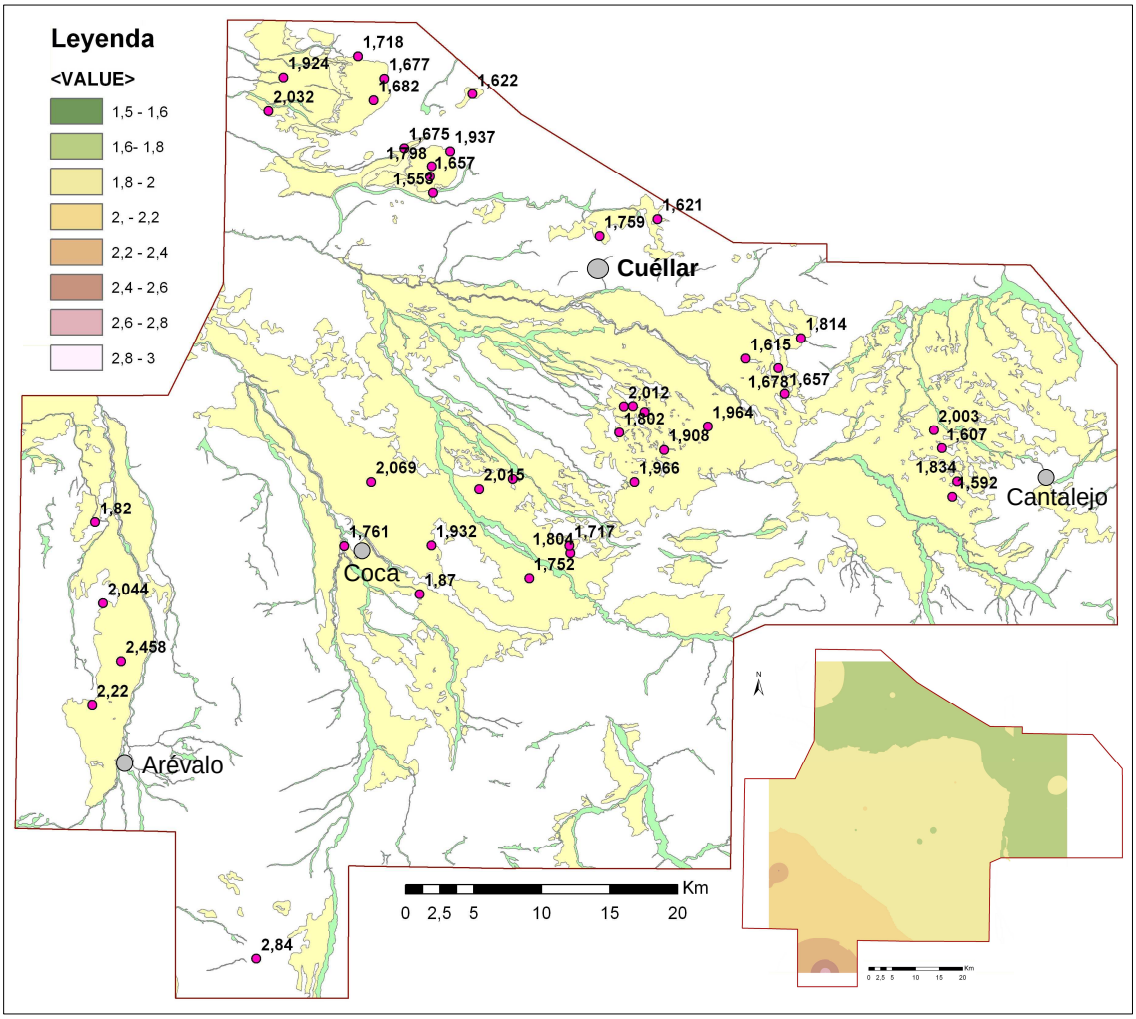


Figura 9.3: Parámetro de desviación (µm) que indica el grado de clasificación de las arenas eólicas en diferentes localizaciones de Tierra de Pinares. En la imagen pequeña se muestra los resultados de la interpolación espacial (IDW) en el que se aprecian las principales tendencias de la clasificación.

En la zona investigada, se observan claramente valores de tamaño medio menores en las zonas más orientales (Lastras de Cuéllar y Cantalejo) y en los arenales sobre los páramos miocenos (norte de figura 9.2), en estos últimos sobre todo en los arenales más

orientales. A pesar de ello, estos tamaños medios de los arenales en los páramos se encuentran en su mayoría en el intervalo de arena media (0.25-0.5 mm) y sólo algunos se encuentran en el intervalo de arena fina (0.125-0.250 mm), como es el caso de las muestras D-48, D-49, D-50, D-51 y D-M2.25. Por el contrario, los tamaños medios son mayores en la zona central de la zona de estudio (Coca y Nava de la Asunción) y sobre todo en la zona más occidental (Campo de dunas de Arévalo) y meridional (Adanero), con tamaños de arena principalmente en los intervalos medio (0.25-0.5 mm) y grueso (0.5-1 mm), éste último observado en las muestras D-41, D-38 y de la N-1 a N-37 en la zona de Nava de la Asunción (capítulo 12), así como en las muestras M-2.10 y M-2.11 del campo de dunas de Arévalo. A pesar de los tamaños medios menores en los depósitos eólicos de los páramos, hay que señalar que en algunos los afloramientos sobre estos aparecen arenas gruesas y muy gruesas e incluso gravas de tamaño muy fino.

En cuanto a la clasificación (Fig. 9.3), se aprecian valores menores en los arenales orientales y septentrionales, con arenas en su mayoría moderadamente clasificadas. Así, los depósitos eólicos mejor clasificados se encuentran mayoritariamente en las zonas septentrionales de la zona de estudio, correspondientes a las arenas eólicas sobre los páramos miocenos, con alguna muestra moderadamente bien clasificada (muestras D-32 y D-33), al igual que sucede en algún caso de la zona más oriental del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar (muestra D-6) y en el de Cantalejo (muestras D-23 y D-53). Por el contrario, se observan valores claramente más altos en las zonas más occidentales y meridionales de Tierra de Pinares, con muestras muy pobremente clasificadas en el campo de dunas de Arévalo, como las M-P.15.1 y M-P.15.2) y otras pobremente clasificadas en las proximidades de Adanero, como las D-8, D-9 y D-10, estas últimas recogidas en dunas aisladas que se asientan directamente sobre el sustrato arcósico de la zona más meridional investigada.

***Skewness*:**

Genéricamente, los valores de *skewness* indican la asimetría de la distribución de frecuencias (Corrales et a., 1977), marcando la posición de la media respecto la mediana (tamaño de grano que tiene por encima el 50% de los granos mayores y por debajo el 50% de los granos menores del sedimento), de modo que, si la media se desplaza hacia tamaños gruesos hay asimetrías negativas (*skewness* << 0), indicando que las variaciones de la energía cinética se desplaza hacia valores más altos de lo normal, mientras que una asimetría positiva (*skewness* >> 0), con la media más próxima a

valores más finos que la mediana, indicará que la energía cinética media osciló hacia valores más bajos de lo normal.

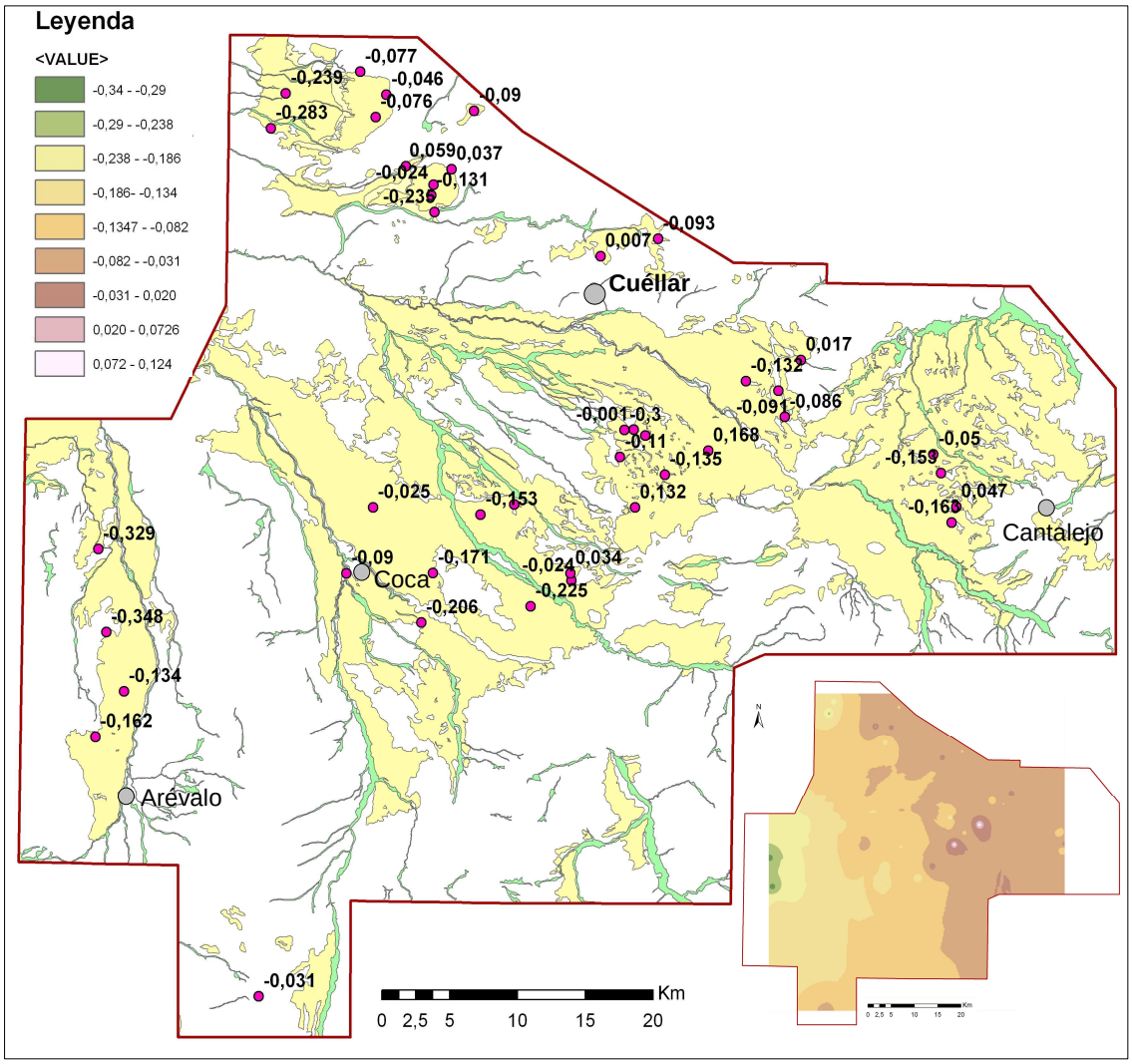


Figura 9.4: Parámetro de *skewness* indicando el grado de simetría de la curva de distribución de frecuencias de las muestras de arenas eólicas en diferentes localizaciones de Tierra de Pinares. En la imagen pequeña (Inf. derecha) se muestra los resultados de la interpolacIón espacial (IDW) en el que se aprecian las tendencias principales del *skewness*.

De las muestras analizadas (tablas 9.3 a 9.18 y Fig. 9.4), la gran mayoría, el 84.4 %, tienen un valor de *skewness* menor de cero, y únicamente el 14.6 % tienen el valor de *skewness* mayor de 0, aunque de estas últimas sólo 2 son claramente positivas, estando el resto de muestras (10) muy próximas a 0. Así, entre el total de las muestras analizadas, el 54.4 % tiene un valor de *skewness* muy próximo a 0, es decir su curva de distribución es simétrica con valores de mediana similares a la media. Estos valores simétricos próximos a 0 se concentran en la mitad oriental y septentrional de la zona de

estudio (Fig. 9.4), con la excepción de las muestras recogidas en el extremo meridional (Adanero), mientras que en la zona occidental y central de Tierra de Pinares (campos de dunas de Arévalo, Coca-Nava de la Asunción y norte de Mudrián) los valores de *skewness* muestran una clara asimetría negativa (*Fine Skewed*). Por otro lado, únicamente 2 muestras, la D-2 y D-3, en el borde suroeste del campo de dunas de Sanchonuño, tienen valores positivos relativamente altos (*Coarse Skewed*) por lo que podrían considerarse como meramente anecdóticas, puesto que en el mismo afloramiento nos encontramos con una muestra, la D-1, con *skewness* negativo (*Fine Skewed*).

Kurtosis:

También, se ha analizado el coeficiente de kurtosis o angulosidad. Éste indica la agudeza de la curva de frecuencias como relación de proximidad entre los valores centrales, generalmente en el 50% y los valores externos, estos últimos en el 90%. Para curvas de distribución de frecuencias normales (mesokúrtica), la angulosida o kurtosis vale 1 o muy próxima a 1 (K=1 o K~1), si la curva es angulosa (leptokúrtica) el valor es mayor (K>1) y si la curva es aplastada (platikúrtica), el valor es menor (K<1). De esta manera, curvas angulosas indican que las oscilaciones de la energía cinética media están restringidas al 50 % central durante un tiempo superior a lo normal (Corrales et al., 1977), lo que en un medio eólico se traduciría en una mayor concentración en torno a un determinado tamaño de grano.

De las 77 muestras analizadas (tablas de 9.3 a 9.18), el 55 % son mesokúrticas, es decir, tiene una curva de distribución con forma normal, mientras que el 22 % son platikúrticas, es decir, con formas aplastadas de la curva de distribución de frecuencias, y prácticamente el mismo porcentaje, el 23 %, son de tipo leptokúrticas, con la curva de distribución acentuada en la parte central. En cuanto al patrón de distribución espacial (Fig. 9.5), al contrario que en los casos anteriores, es poco claro, de manera que se encuentran valores de kurtosis muy similares a lo largo y ancho de Tierra de Pinares.

Destaca sin embargo, la parte septentrional de la zona de estudio (páramos miocenos y campiña próxima a Lastras de Cuéllar), con valores de kurtosis relativamente más altos (K > 1), más acentuados en la zona de Lastras de Cuéllar, debido a los altos valores de las muestras D-27, D-30 y D-31 con K superior a 1.2. Estos altos valores de kurtosis (curvas leptokúrticas), indican una alta concentración de tamaños de grano en torno a unos valores determinados y están en consonancia con la mejor clasificación de las arenas en estas zonas, tal y como se ha visto anteriormente.

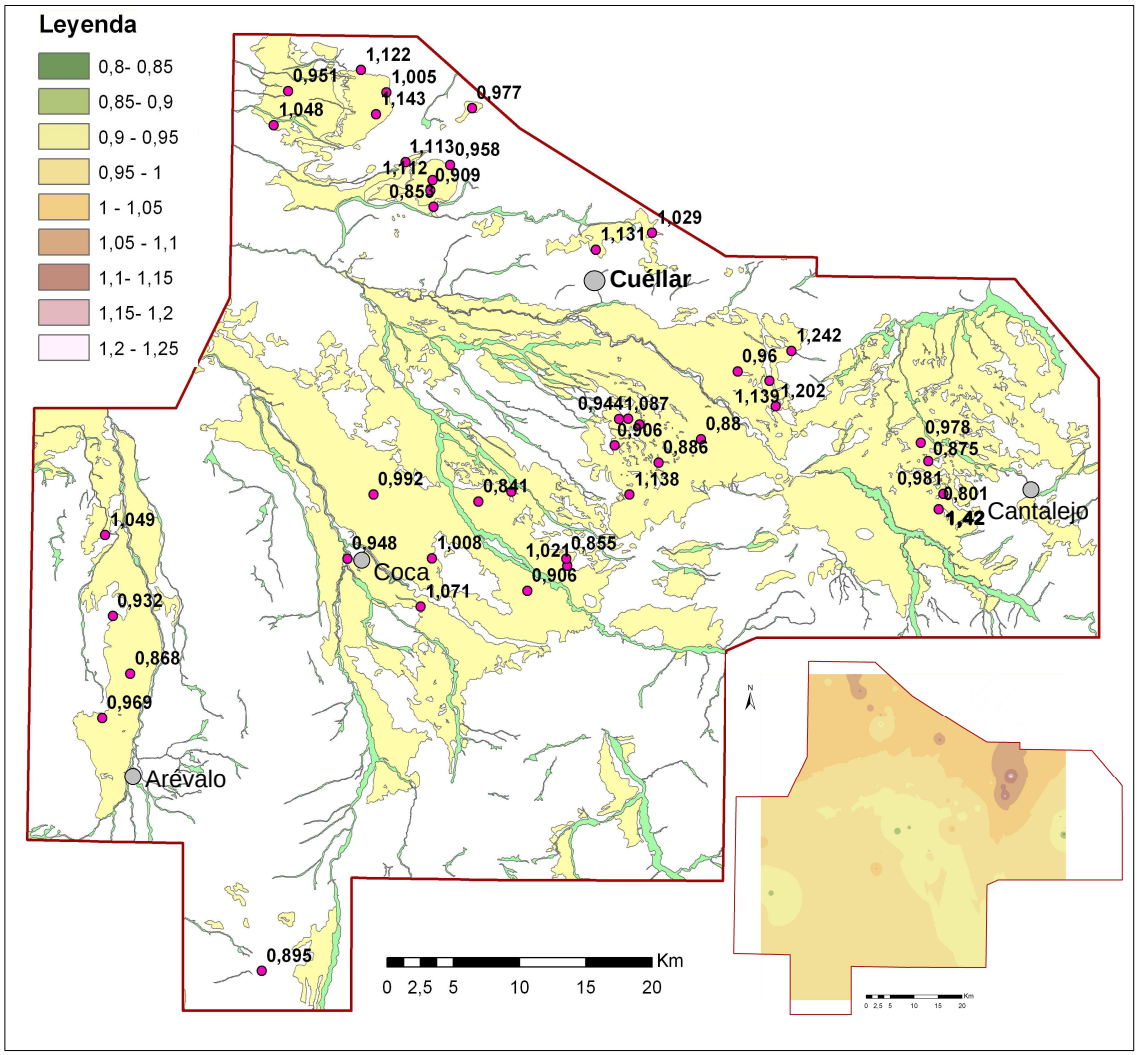


Figura 9.5: Parámetro de kurtosis indicando el grado de agudeza y forma de la curva de distribución de frecuencias de las muestras de arenas eólicas en diferentes localizaciones de Tierra de Pinares. En la imagen pequeña (Inf. derecha) se muestra los resultados de la interpolación espacial (IDW) en la que se aprecian las tendencias principales de la kurtosis.

Mineralogía:

En cuanto a la mineralogía (tabla 9.19), cuyo estudio en detalle no ha sido abordado en esta Tesis Doctoral, se puede afirmar a partir de los datos bibliográficos (Alcalá del Olmo, 1972 y 1974), que las arenas eólicas de Tierra de Pinares tienen una composición media de minerales ligeros formada por, un 62.5% de cuarzo, un 35% de feldespatos y un 2.5% de fragmentos de rocas y micas, mientras que la fracción de minerales pesados está definida por la asociación turmalina-granate-andalucita, con una composición media del 35, 25 y 12 % respectivamente

Zonas eólicas principales	Origen en terrazas Cuaternarias y Sup. de Coca: Campiña oriental y páramos miocenos.	Origen en sedimentos Terciarios: Campiña occidental y suroccidental.
Tamaño del grano	Predominio de tamaño fino y medio (0.125 - 0.5 mm)	Predominio del tamaño medio y grueso (0.250 - 1 mm)
Mineralogía de la arena.	Fracción ligera: cuarzo (62.2 %) + feldespato (35%) + carbonatos y micas (2.5 %)	
	Fracción pesada: Asociación turmalina (32%) + granate (25%)+ andalucita(12%)	
Morfología del grano	Predominio de subredondeados mates pero con alta fracción de subangulares mates en las zonas de campiña y la casi ausencia de estos en los páramos calcáreos.	

Tabla 9.19: Resumen de las características texturales y mineralógicas de los depósitos eólicos del sureste de la cuenca del Duero. Datos mineralógicos de Alcalá del Olmo (1972 y 1974).

9.2.1. Interpretación

Del estudio de los parámetros estadísticos y su distribución espacial, se deduce que las características texturales de los depósitos dependen fundamentalmente de sus áreas madre y la proximidad o lejanía de estas; así, las arenas procedentes de los depósitos fluviales cuaternarios están mejor clasificadas y se acumulan en tamaños de arena media-fina (0.125-0.5 mm), mientras que las de origen principal en materiales detríticos terciarios (facies arcósicas) están poco clasificadas y tienen sus tamaños medios en el intervalo medio y grueso (0.250-1 mm). Los depósitos eólicos con granulometría más gruesa (gránulos: 2-4 mm y micro cantos: 4-8 mm) predominarían en las zonas occidentales y meridionales, donde aflora con más frecuencia el substrato Terciario arcósico. Por el contrario, las arenas eólicas con granulometría más finas se encuentran principalmente en las zonas orientales y septentrionales, en las primeras el substrato fluvial es más extenso (terrazas y superficie de Coca), mientras que en los depósitos eólicos sobre los páramos carbonatados, la mayor lejanía del área fuente y el efecto topográfico de las cuestas que tienen que superar las arenas, producen una disminución del tamaño de grano y la mejor clasificación de las mismas, tal y como se puede comprobar en los valores expuestos en las figuras 9.2 y 9.3 respectivamente.

Asimismo, los estudios morfoscópicos de los granos de cuarzo realizados por Alcalá del Olmo (1972 y 1974), muestran una mayoría de subredondeados mates, pero con una alta proporción de granos subangulosos mates en las zonas de campiña y la casi ausencia de estas morfologías en los arenales situados sobre los páramos, lo cual, junto con el menor tamaño medio de los granos, su mejor clasificación, *skewnees* próxima a 0 y kurtosis alta (K>1), como señalan los valores analizados, demuestra claramente una mayor madurez de los depósitos eólicos sobre los páramos de Tierra de Pinares.

10. Geoquímica de las arenas eólicas de Tierra de Pinares

10. GEOQUÍMICA DE LAS ARENAS EÓLICAS DE TIERRA DE PINARES

Para determinar las características geoquímicas de las arenas eólicas de Tierra de Pinares se procedió a la recogida de una serie de muestras en campo y la realización de los correspondientes análisis en el laboratorio del IGME sobre muestra total. Para obtener la composición química fundamental se aplicó la técnica de Espectrometría por Fluorescencia de rayos X (FRX) y Absorción Atómica por sodio (Na), mientras que para determinar el contenido en materia orgánica de las muestras se aplicó el método de Walkley-Black, ambos explicados brevemente en el apartado 3.7 de la metodología (Cap. 3).

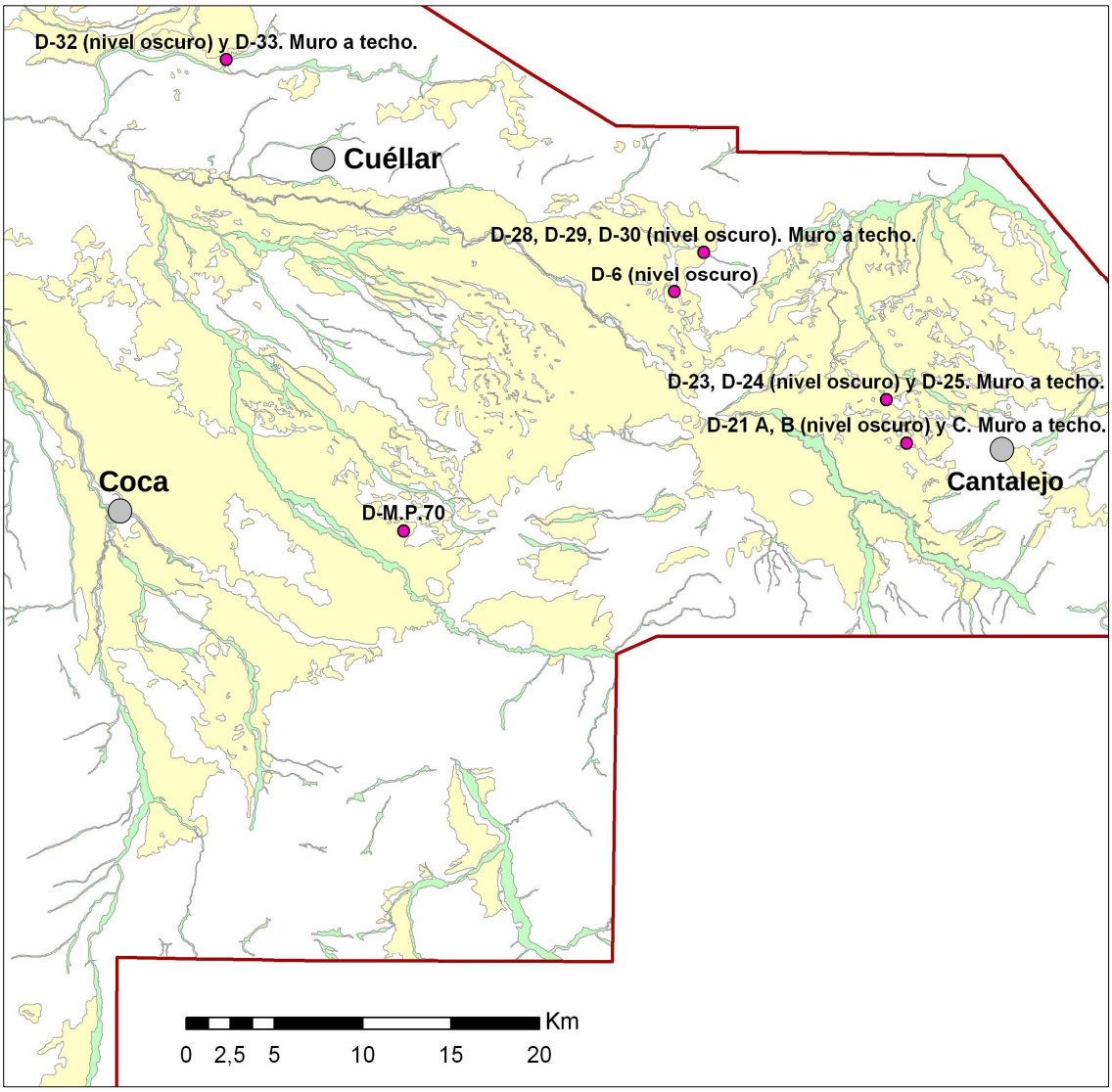


Figura 10.1: Situación de las muestras en las que se han realizado análisis geoquímicos sobre la cartografía simplificada de la zona investigada en Tierra de Pinares. Las muestras que indican "nivel oscuro" se han recogidos en horizontes A_b de suelos.

Estas técnicas se han aplicado a 13 muestras recogidas en diferentes puntos de Tierra de Pinares, principalmente en la zona oriental y septentrional (Fig. 10.1). Como se observa en la figura 10.1, algunas de las muestras han sido recogidas en una misma posición geográfica y se corresponden con muestreos consecutivos en diferentes secuencias de arenas en las que se ha observado algún nivel de arenas con tonos grises oscuros y negros intercalado entre otros niveles de arenas claras (Figs. 8.15, 8.16 10.3, 13.6 y 13.7).

Los resultados de los análisis composicionales geoquímicos obtenidos se pueden observar en la tabla 10.1

ANALISIS POR FRX+A.ATOMICA(SODIO)

MUESTRA	%SiO_2	%Al_2O_3	%Fe_2O_3	%CaO	%TiO_2	%MnO	%K_2O	%MgO	% Na_2O	%P_2O5	% M.O.	% PPC
D-6	87.02	6.68	0.408	0.138	0.024	<0.010	4.308	<0.10	0.836	0.016	0.39	0.57
D-21.A	87.54	6.51	0.516	0.144	0.070	<0.010	4.049	<0.10	0.768	0.031	<0.10	0.37
D-21.B	86.62	6.62	0.558	0.173	0.061	<0.010	4.107	<0.10	0.809	0.025	0.52	1.02
D-21.C	87.48	6.53	0.502	0.137	0.062	<0.010	4.137	<0.10	0.795	0.023	<0.10	0.34
D-23	87.12	6.66	0.491	0.174	0.035	<0.010	4.280	<0.10	0.903	0.023	<0.10	0.31
D-24	86.64	6.51	0.641	0.161	0.051	<0.010	4.048	<0.10	0.795	0.024	0.85	1.13
D-25	87.30	6.69	0.353	0.143	0.034	<0.010	4.207	<0.10	0.822	0.020	<0.10	0.43
D-28	91.46	4.39	0.404	0.120	0.085	<0.010	2.750	<0.10	0.607	0.011	<0.10	0.17
D-29	90.96	4.46	0.617	0.114	0.216	<0.010	2.676	<0.10	0.526	0.013	<0.10	0.41
D-30	90.95	4.43	0.572	0.115	0.123	0.010	2.627	<0.10	0.485	0.016	0.46	0.67
D-32	82.39	7.22	0.694	1.553	0.112	<0.010	3.866	0.329	0.863	0.094	0.72	2.87
D-33	86.84	6.85	0.435	0.261	0.084	<0.010	4.083	<0.10	0.917	0.026	<0.10	0.50
M-P.70	85.60	6.96	0.493	0.246	0.095	<0.010	4.783	<0.10	1.011	0.004	<0.10	0.63

M.O. =MATERIA ORGANICA (METODO WALKLEY-BLACK)
PPC= PERDIDA POR CALCINACIÓN A 950°C

Tabla 10.1: Análisis composicional con los principales elementos químicos en forma de óxidos contenidos en 13 muestras de arenas eólicas de la cuenca del Duero realizados en el laboratorio del IGME. Las muestras sombreadas se corresponden con los niveles de arenas enterrados con colores oscuros (grises y negros) observados en el campo (horizontes A_b de suelos).

En general, se puede apreciar como las composiciones químicas son muy similares en todas las muestras. Destacan los elevados contenidos en sílice (SiO_2), que superan en todas las muestras el 80 % y que se relaciona directamente con los altos contenidos en silicatos (cuarzo, feldespatos, turmalinas, andalucita y granate) de las arenas, tal y como determinaron los estudios mineralógicos de Alcalá del Olmo (1972 y 1974). El aluminio (Al_2O_3) es el segundo elemento químico más abundante, entre el 4.4 y el 7 %, seguido del potasio (K_2O) con un contenido entre el 2.6 y el 4.8 %. La presencia de estos dos últimos elementos, estaría relacionada con la presencia en las muestras de feldespatos

potásicos ($KAlSi_3O_8$), turmalinas ($Na(Fe,Mg)_3\ Al_6[(OH)_4|(BO_3)_3]Si_6O_{18}$), andalucitas ($AI_2\ SiO_5$) y granates ($Mg_3Al_2\ SiO_4$). La composición en el resto de elementos es prácticamente similar en todas las muestras aunque con alguna excepción.

También, destaca la muestra D-32 con un menor contenido en Sílice (82.39 %) que queda compensado por el relativamente mayor contenido en calcio (CaO), que con un 1.553 %, es el mayor de todas las muestras, al igual que sucede con el contenido en magnesio (MgO). Esta muestra fue recogida en un nivel grisáceo de la base eólica del abanico de San Miguel del Arroyo, descrito en detalle en el apartado 5.4., de manera que sus mayores contenidos en calcio y magnesio pueden deberse a la circulación o presencia de aguas procedentes del páramo carbonatado y cuestas con margas que llevarían disueltos una mayor proporción de estos elementos.

Por otro lado, llama la atención los menores contenidos en aluminio (Al_2O_3 < 4.5 %) y potasio (K_2O < 3 %) de las muestras D-28, D-29 y D-30, que puede ser debido a una menor presencia de feldespatos entre sus granos de arena.

En cuanto al contenido en materia orgánica (MO), sólo 5 muestras tienen pequeñas pero apreciables cantidades (MO > 0.35 %), coincidiendo con aquellas recogidas en arenas oscuras (tabla 10.1, Figs. 10.2 y 10.3), el resto no presentan MO o están por debajo del límite de detección (MO < 0.1 %) por el método de Walkley-Black. La confirmación mediante estos análisis de la presencia de MO en estos niveles de arenas (Tabla 10.1 y Fig. 10.2), aunque en porcentajes muy bajos, ha permitido que hayan podido realizarse en algunas de ellas dataciones por radiocarbono mediante AMS (Apdo. 13.2.3 del capítulo 13 sobre la geocronología de los depósitos eólicos).

	Esquema Columna	% SiO2	% Al2O3	% CaO	% MO	% PPC
		86 87 88	6 6,5 7	0,1 0,2	0 0,5 1	0 0,5 1
COLUMNA 1						
Sec. Eólica Sup.(21C)		87,48	6,53	0,137	< 0,01	0,34
Arenas oscuras (21B)		86,62	6,62	0,173	0,52	1,02
Sec. Eólica Inf.(21A)		87,54	6,51	0,144	< 0,01	0,37
COLUMNA 2						
Sec. Eólica Sup.(25)		87,3	6,69	0,143	< 0,01	0,43
Arenas oscuras (24)		86,64	6,51	0,161	0,85	1,13
Sec. Eólica Inf.(23)		87,12	6,66	0,174	< 0,01	0,31

Figura 10.2: Variaciones composicionales de SiO_2, Al_2O_3, CaO y materia orgánica (MO) así como pérdida por calcinación (PPC) para los distintos niveles de dos columnas tipo con niveles de arenas oscuras intercaladas. La Columna 1 fue muestreada en una duna próxima a la laguna de Navalayegua y la Columna 2 en una duna a sotavento del Navalmarzo, ambas en el campo de dunas de Cantalejo.

Asimismo, según el informe remitido por los laboratorios del IGME, en estas muestras con mayor contenido en MO también se han producido mayores pérdidas por calcinación (PPC) que en el resto (Tabla 10.1 y Fig. 10.2).

Según el *Soil Atlas of Europe* (European Comission, 2005), los suelos eólicos de Tierra de Pinares son de tipo *Haplic Arenosol*, los cuales, presentan en el horizonte superficial un contenido en materia orgánica entre el 2 y el 5 %, pero que disminuye rápidamente en los horizontes enterrados (< 1 %), debido al buen drenaje de las arenas eólicas que favorece el lavado de las sustancias húmicas (Porta Casanellas *et al*., 1999). Asimismo, las arenas orgánicas muestreadas tienen muy bajos contenidos de limos y arcillas (< 0.5 %), tal y como demuestran los análisis texturales expuestos en el capítulo 9 (Apdo. 9.2). De manera que, por las características descritas en estos niveles de arenas oscuras, estos se tratan con bastante probabilidad de horizontes A_b de suelos enterrados.

Estos horizontes A_b de suelos (Fig. 10.3), representarían interrupciones de la actividad eólica que propició la formación de suelos, preferentemente en las zonas deprimidas del sistema eólico (aunque no siempre), como son por ejemplo las áreas interdunares, donde una mayor humedad y cubierta vegetal favorecería su desarrollo.

Figura 10.3: Afloramiento en zona distal de frente dunar al sur de la laguna de Navalayegua (campo de dunas de Cantalejo). Se aprecia un horizonte A_b de suelo enterrado, con 20-30 cm de espesor que separa dos secuencias de arenas eólicas. En estos tres niveles se obtuvieron las muestras D-21A, D-21B y D-21C de muro a techo. Tanto el nivel de suelo como las arenas eólicas se han datado, el primero (muestra AMS.02) mediante Radiocarbono (^{14}C-AMS, y las segundas mediante OSL (muestras TL-01 y TL-03), los resultados de estas dataciones se presentan en el apartado 13.2 del capítulo 13.

La presencia de estos horizontes A_b de suelos enterrados, se ha observado únicamente en el abanico aluvial de San Miguel del Arroyo y en los campos de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y Cantalejo (Figs. 8.15, 8.16, 10.3 y 13.7). Así, los horizontes A_b observados y analizados durante esta investigación se encuentran entre las secuencias de arenas eólicas más superficiales y han permitido datar los períodos de inactividad eólica como se verá en el apartado 13.2.3 del capítulo 13 (Geocronología de los depósitos eólicos). Otros autores, han encontrado en sondeos, niveles de arenas oscuras parecidos a los aquí descritos, situados entre secuencias de arenas eólicas más profundas y que también han podido ser datados mediante radiocarbono (Temiño *et al.*, 1997; García-Hidalgo *et al.*, 2002 y 2007).

11. Estructuras sedimentarias de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares y la Llanura manchega

11.1 INTRODUCCIÓN

Se exponen a continuación las diferentes estructuras sedimentarias internas observadas en los depósitos eólicos tanto de la Llanura Manchega como de Tierra de Pinares, bien en mantos eólicos o en dunas de ambos dominios geográficos.

11.2. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS EN MANTOS EÓLICOS

Las estructuras internas observadas en diversos afloramientos de mantos eólicos en Tierra de Pinares consisten en laminaciones paralelas, ligeramente onduladas y laminaciones subhorizontales (Figs. 11.1 y 11.2) y cruzadas de muy bajo ángulo, todas ellas a gran escala. El espesor de las laminaciones es variable oscilando entre milímetros y centímetros.

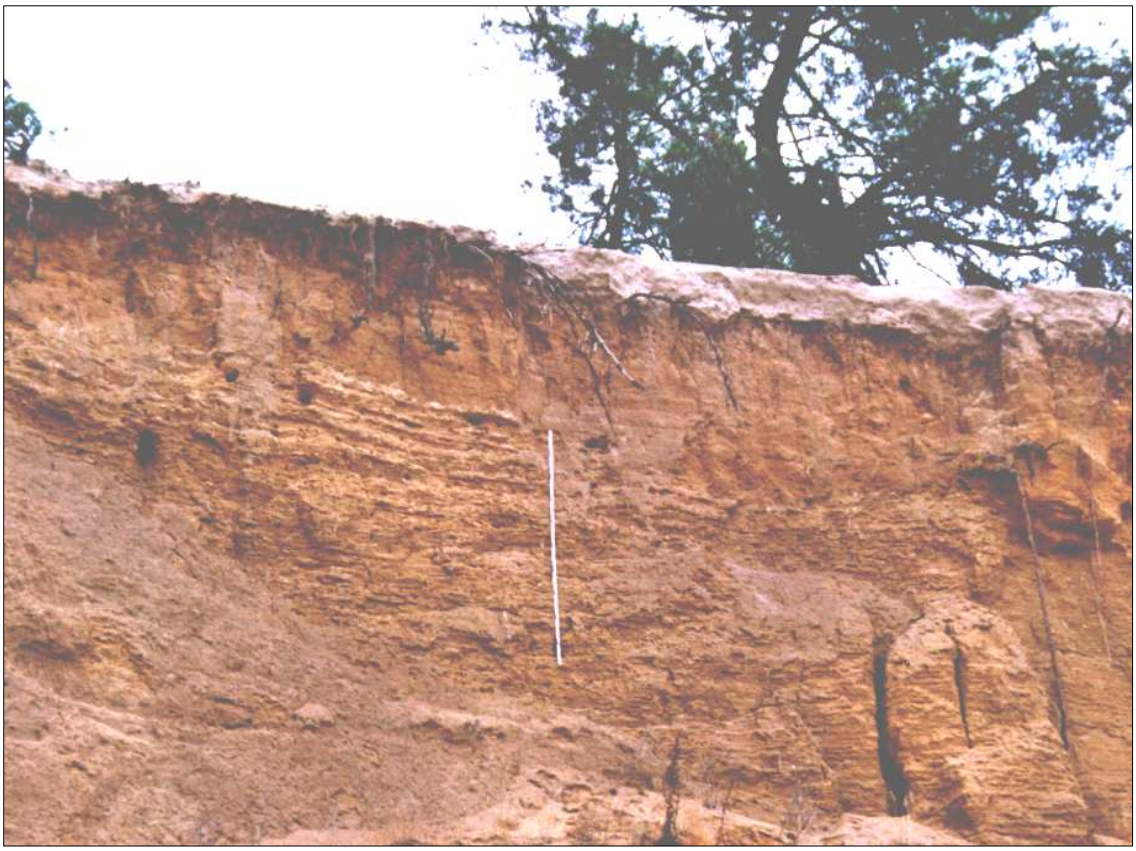


Figura 11.1: Estructura interna en un manto eólico de gran espesor (5 m) en un afloramiento de una zona interdunar del campo de dunas de Arévalo. Se aprecian las laminaciones paralelas en la mitad inferior del afloramiento. Hacia el techo de la secuencia se aprecia un horizonte de suelo E, lavado de arenas masivas muy blanquecinas. Por debajo de éste hay un horizonte Bt arcilloso de unos 1.5 m de espesor

Hacia el techo de los mantos eólicos, también se observan arenas masivas de espesor variable (0.3 - 0.8 m), producto probablemente de bioturbaciones, lavados de suelos con desaparición de finos, acciones antrópicas (labores de repoblación forestal) o removilizaciones eólicas que habrían destruido la estructura interna del depósito (Fig. 11.1). También, se aprecian horizontes A de suelos en la superficie (Fig. 11.2).

En la llanura manchega los mantos eólicos se suelen presentar en la mayoría de los afloramientos observados en forma de arenas masivas y sólo en algún caso se aprecia cierta laminación paralela-subparalela (Fig. 11.3).

Figura 11.2: Afloramiento de manto eólico próximo a Sanchonuño (Tierra de Pinares) con espesor de unos 3.5-4 m. Se aprecian laminaciones milimétricas y centimétricas formando una laminación paralela. Hacia el techo se aprecia un horizonte A de suelo superficial.

Figura 11.3: Detalle de manto eólico de la Llanura Manchega con tenues laminaciones paralelas parcialmente borradas por carbonataciones formadas en raíces de plantas. Muestra ALC-12.

11.3. ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS EN DUNAS

Como sucede con los mantos eólicos, los depósitos asociados a morfologías dunares presentan laminaciones cuyo espesor oscila entre los tamaños milimétricos y centimétricos.

En los afloramientos de dunas de Tierra de Pinares, se observa un predominio de la laminación cruzada planar a gran escala (Figs. 11.4, 11.5, 11.6 y 11.7), de ángulo bajo (5-10º), medio (10-20º) y alto (20-30º), con variaciones del espesor de las laminaciones desde milímetros a centímetros y planos de inclinación que indican direcciones de transporte coincidentes con los paleovientos deducidos de las morfologías dunares como se puso de manifiesto en el capítulo 8 (Apdo. 8.5.8, tabla 8.29). Aunque escasas, también se identifican laminaciones deformadas en la parte inferior y a sotavento de algunas dunas, interpretándose como producto de procesos de avalancha.

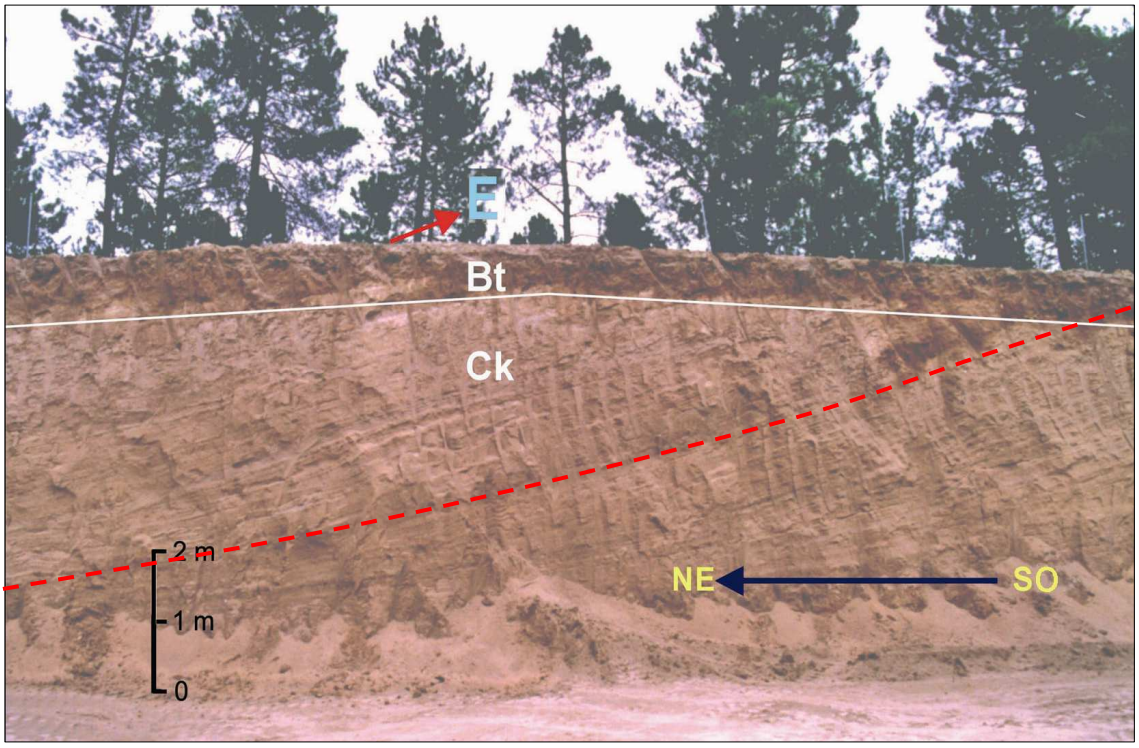


Figura 11.4: Estructura interna en duna parabólica (con características de zibar) de Nava de La Asunción (al sur del campo de dunas de Coca). Se aprecia perfectamente la laminación cruzada planar de bajo-medio ángulo (5-20º) a gran escala, con sentido de transporte hacia el NE. También se aprecia un horizonte E superior, un horizonte Bt arcilloso intermedio y un Ck inferior. Además, parece observarse dos secuencias de arenas con un ligero cambio en la geometría de las laminaciones (línea roja discontinua). Estas dos secuencias se han datado mediante métodos de luminiscencia (ver el capítulo 13), la inferior mediante TL (muestra TL-ARV12) y la superior por OSL (muestra TL-13).

Por el contrario, en La Mancha sólo se han observado arenas con laminación horizontal-subhorizontal y laminación cruzada planar de muy bajo ángulo (5-10º) en un afloramiento de dunas del sector de San Clemente, al suroeste de la localidad del mismo nombre, pero de las que no se muestra ninguna imagen por ser sólo apreciables in situ.

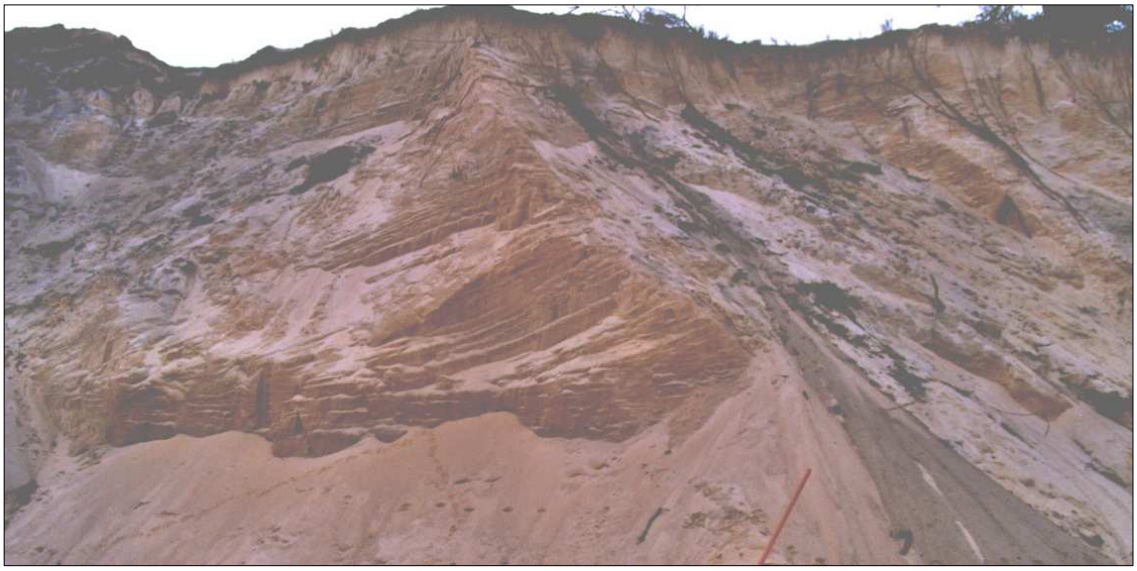


Figura 11.5: Estructura interna en duna parabólica de Mudrián. Se aprecia una laminación cruzada planar de medio a alto ángulo en la zona central de la imagen. Igualmente se puede observar el acuñamiento de las laminaciones con sentido de transporte de las arenas hacia el este-noreste (izquierda de la imagen).

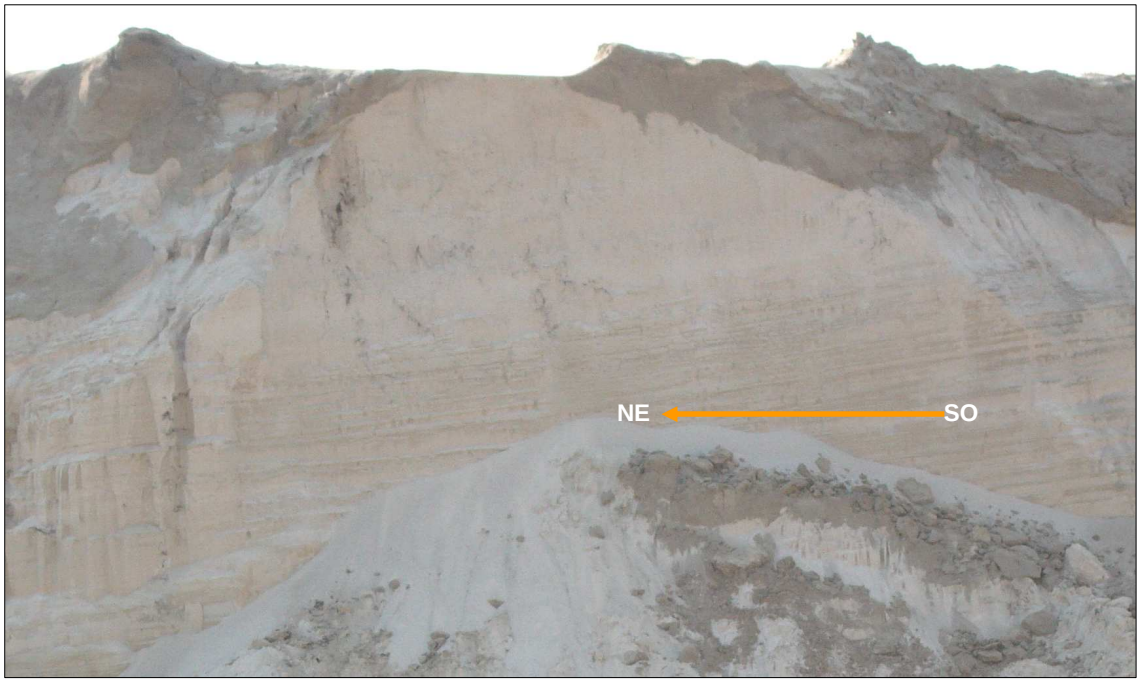


Figura 11.6: Estructura interna en duna transversa del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuellar en el que se aprecia una laminación cruzada de bajo-medio ángulo (10-15º) con el sentido de transporte de las arenas hacia el noreste.

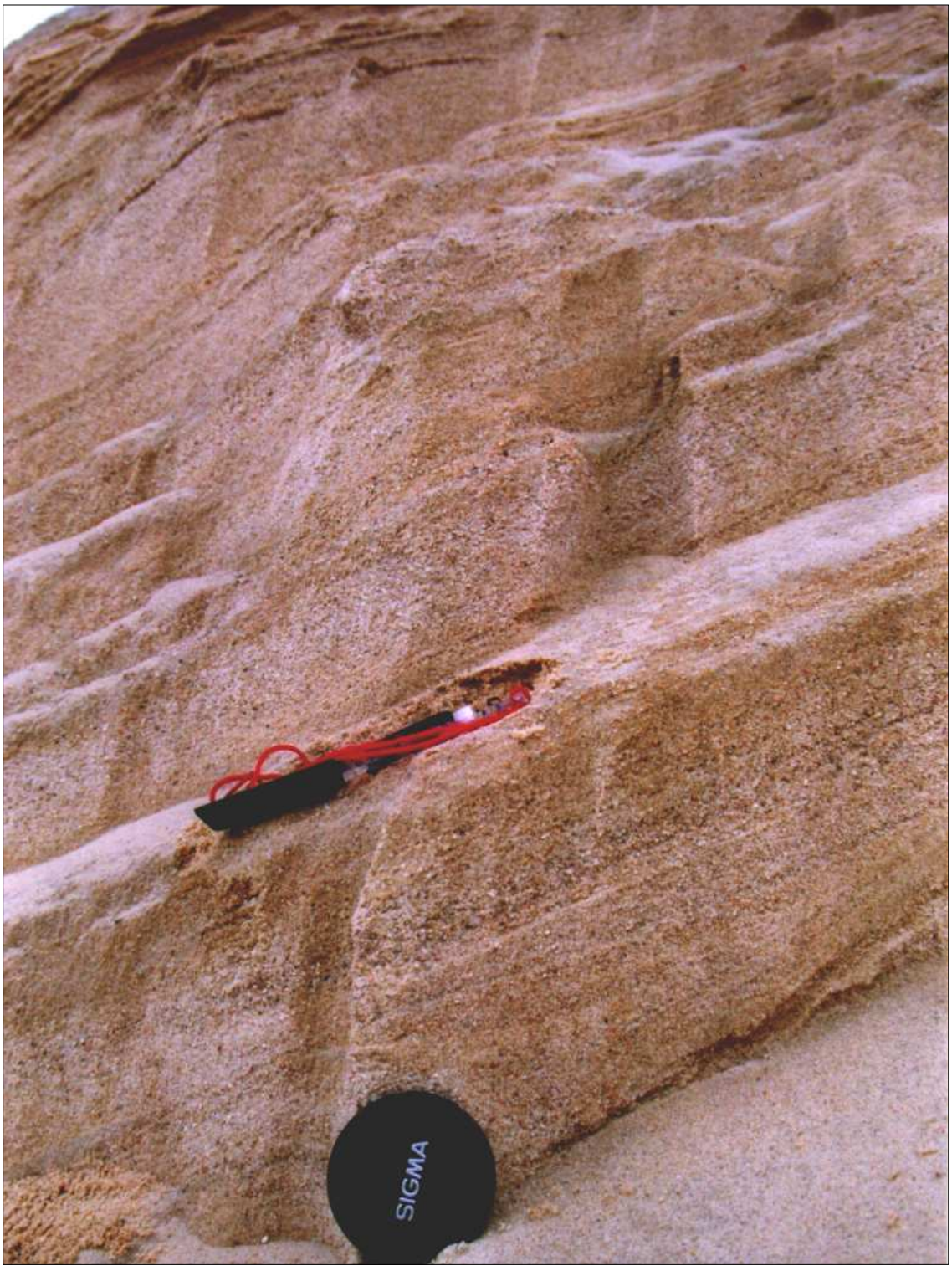
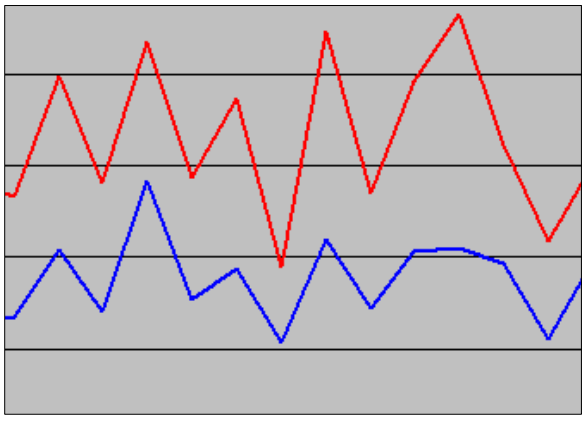


Figura 11.7: Detalle de laminación cruzada planar de alto ángulo (28º) en sección perpendicular a la traza de una duna parabólica en el campo de dunas de Mudrián. La inclinación de las laminaciones indica un sentido de transporte hacia el noreste (izquierda de la fotografía). Además, en la base de la fotografía se aprecian laminaciones deformadas, que pueden ser producto de procesos de avalancha. Las laminaciones tienen espesores milimétricos-centimétricos en arenas de tamaño medio y fino, muy homogéneas y bien clasificadas.

12. Variabilidad de la intensidad de los paleovientos constructores en Tierra de Pinares



12.1. INTRODUCCIÓN CONCEPTUAL

El movimiento o transporte de las partículas del suelo se produce de tres formas diferentes, dependiendo del tamaño de grano del sedimento (Fig. 12.1):

1 Por **suspensión** en el seno del aire: las partículas con tamaños inferiores a las 60 micras son transportadas por el aire a grandes distancias.

2 Por **saltación**: las partículas con tamños entre 60 y 500 micras son transportadas en una serie de saltos de pequeña distancia.

3 Por **arrastre** superficial (partículas mayores de 500 micras): las partículas expuestas al viento son empujadas o ruedan a lo largo de la superficie debido a la acción del viento y al impacto de los granos en movimiento por saltación.

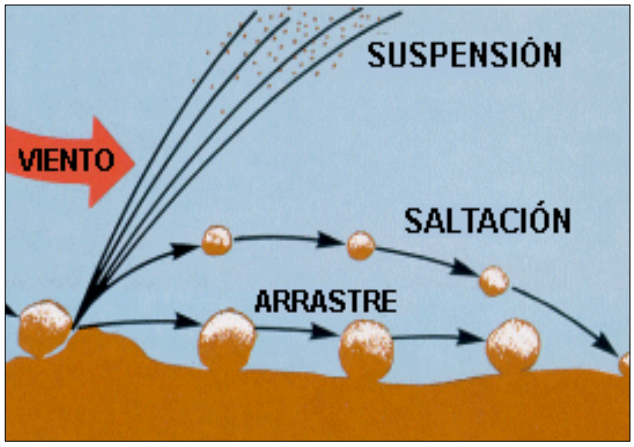


Figura12.1 Esquema simplificado del transporte de las partículas por el viento.

El transporte de arena mediante arrastre y saltación ha sido estudiado experimentalmente por diversos autores, pero es Bagnold (1960) el que establece una serie de ecuaciones empíricas que gobiernan el transporte de la arena por el viento. Según Bagnold, la velocidad umbral o de cizalla (V*t) que ejerce el viento en la superficie del terreno para iniciar el movimiento de las partículas de arena, vendría dada por:

$$(1) \quad V^*t = A \cdot \sqrt{\left(\frac{\sigma - \rho}{\rho}\right) \cdot (g \cdot d)}$$

Donde:

A= 0.118 (Constante adimensional)

σ = Densidad de los granos de de arena (para el cuarzo σ=2650 kg/m3)
ρ = Densidad del aire (1.248 kg/m^3 a 10º C y 1013 mbar)
g = Aceleración de la gravedad (g = 9.80665 m/s^2).
d= Diámetro del grano (m)

Esta ecuación (1), permite por tanto, calcular velocidades umbrales que inician el moviendo para determinados diámetros de partículas, una vez estos han sido determinados mediante los correspondientes análisis granulométricos. Sin embargo, la velocidad de cizalla resultante de la aplicación de la ecuación anterior, depende de la fuerza de cizalla que ejerce el viento al nivel de la superficie del terreno, por lo tanto está atenuada y es menor que la velocidad del viento medida a mayor altura. La velocidad real del viento se incrementa progresivamente a medida que se aumenta la altura de medida respecto el terreno y disminuye el efecto de fricción que ejerce la superficie, de manera que esta puede ser calculada siguiendo la siguiente ecuación (2):

$$(2) \quad V = V^*t \cdot Ln(Z/Zo) / K$$

Donde:

V = Velocidad del viento a una determinada altura (m/s).
*V*t* = Velocidad umbral o de cizalla, calculada mediante la ecuación (1).
Z= Altura (m) de la medida de la velocidad del viento (habitualmente entre 2 y 10 m de altura).
Zo= Longitud (m) de la rugosidad aerodinámica de los elementos que caracterizan la superficie sobre la que sopla el viento (depende de la naturaleza de la superficie).
K= 0.4 (Constante adimensional de Von Karman).

El valor de Zo se obtiene adecuadamente a partir de medidas de velocidades del viento en dos alturas diferentes, espaciadas en un mínimo de 2 a 4 m. Sin embargo, en la práctica, estas medidas a distinta altura son difíciles de obtener. Así, Hsu (1973, 1986), basándose en medidas realizadas en diferentes ambientes eólicos costeros, estableció una relación para la V*t en función de la velocidad del viento medida a 2 m de altura, V_{2m}, y que viene dada por (3) y (4):

$$(3) \quad V^*t = 0.048 \cdot V_{2m} \quad \text{o} \quad (4) \quad V_{2m} = V^*t \ / 0.048$$

Es decir, si se determina la velocidad umbral (de cizalla) del viento para un determinado diámetro de partícula contenida en un depósito eólico formado en el pasado, se puede obtener posteriormente la velocidad mínima del paleoviento a 2 m de

altura que movilizó dicha partícula, lo cual nos permitirá tener una mejor percepción del mismo y analizar su variabilidad a lo largo de una secuencia con laminaciones de arenas de diferentes tamaños.

12.2. ANÁLISIS DETALLADO DE LA VARIACIÓN DE LOS PALEOVIENTOS CONSTRUCTORES DE UNA DUNA EN NAVA DE LA ASUNCIÓN

Partiendo de la premisas expuestas en el apartado anterior y suponiendo un área fuente constante, formada por el substrato arcósico cercano que aportaría siempre partículas de la misma naturaleza (partículas de tamaños hetereogéneos formadas fundamentalmente por granos de cuarzo y feldespatos subangulosos), se ha pretendido analizar la variación de la intensidad de los paleovientos constructores de una duna en Tierra de Pinares, escogiendo para ello una duna parabólica en media luna situada al norte de Nava de la Asunción (Fig. 12.2), cuyas características morfológicas y sedimentológicas son muy parecidas a las descritas para los zíbars (Cap.14, Apdo. 14.3). Esta duna, formada por vientos constructores del suroeste presenta un afloramiento excepcional que permite contemplar perfectamente la estructura interna de la misma (Figs. 11.3 y 12.3) en dos secciones diferentes (suroeste-noreste y noroeste-sureste).

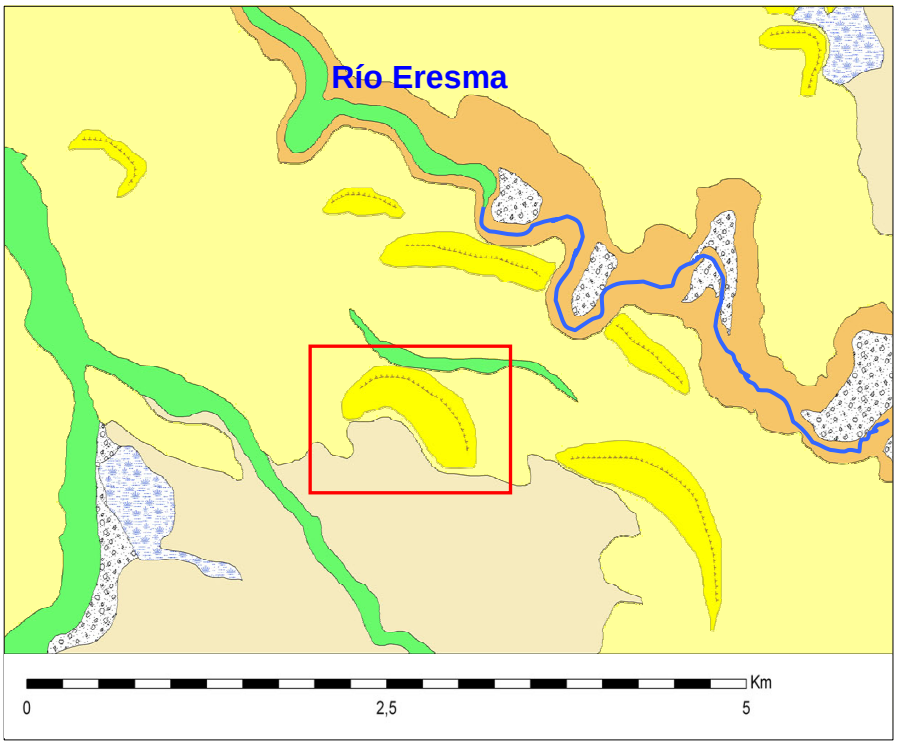


Figura 12.2: Detalle Cartográfico con el contexto geomorfológico de la duna muestreada (recuadro en rojo) a sotavento de un substrato Terciario arcósico. Leyenda en el Anexo 1.

En este afloramiento se pudieron examinar las diferentes laminaciones (Fig. 12.3) que formaban el depósito eólico, las cuales presentaban un tamaño de grano muy variable y mayor de lo habitual, en comparación con otras zonas de Tierra de Pinares, llegándose a observar partículas de grava de hasta 8 mm de diámetro

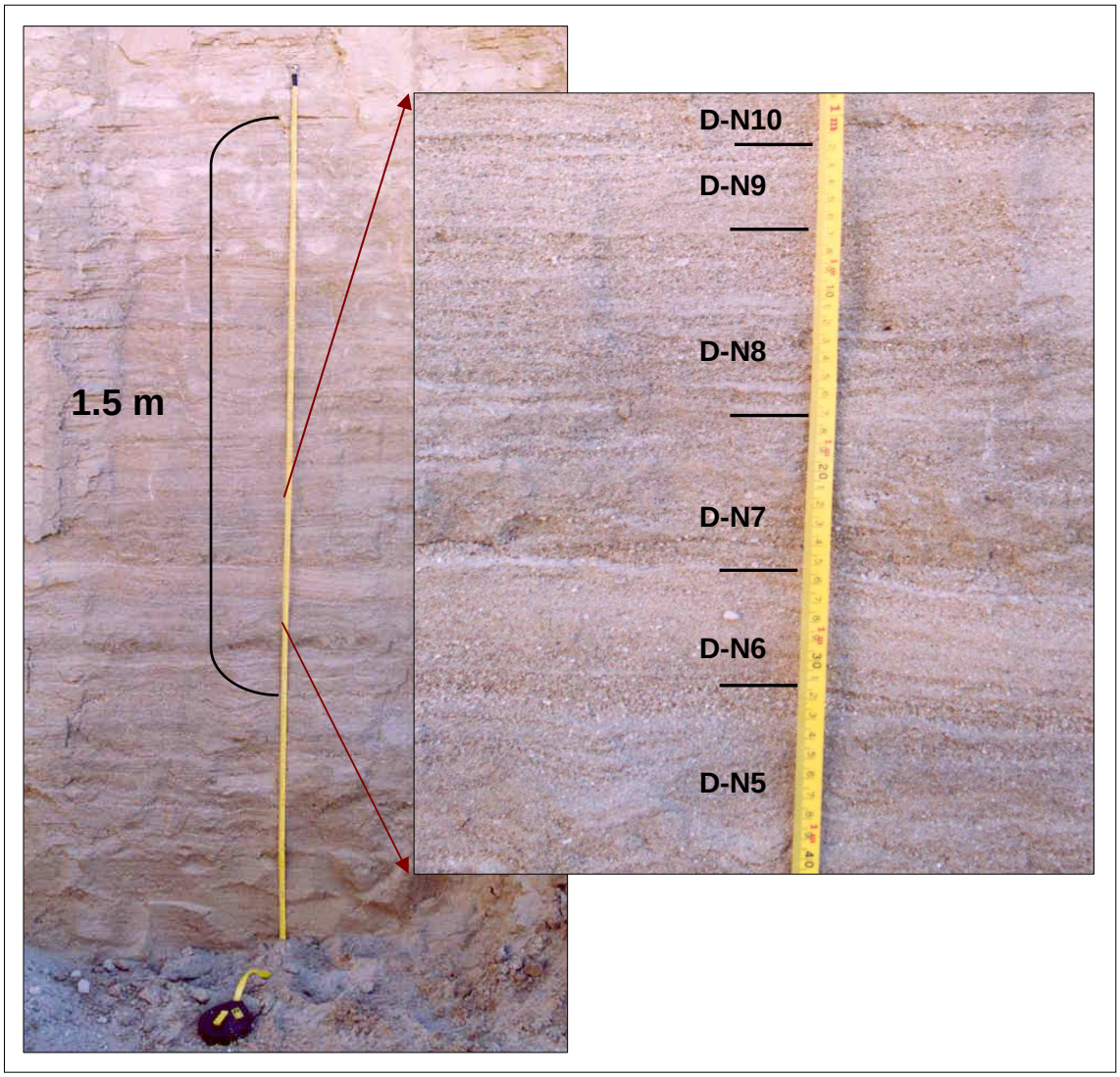


Figura 12.3: Detalle de la secuencia eólica con las laminaciones muestreadas en la duna de Nava de la Asunción (horizonte CK). Se aprecia la porción de secuencia muestreada y detalle de la misma con la separación entre los paquetes de laminaciones muestreados. La inclinación de las laminaciones no se aprecia por tratarse de una sección perpendicular al sentido de transporte de la arena, por lo que se observa una horizontalidad "aparente" de los paquetes de laminaciones.

Para el estudio en detalle se escogió una porción de secuencia eólica (1.5 m) con numerosos paquetes de laminaciones paralelas de 2 a 9 cm de espesor y con gran variabilidad en el tamaño del grano que oscilaba entre el tamaño de grano medio y la

grava muy fina y fina (Fig. 12.3). A continuación, se diferenciaron 35 paquetes de laminaciones en función de sus características texturales y discontinuidades observadas in-Visu, primando la homogeneidad del tamaño de grano. Posteriormente, se realizó un muestreo selectivo muy cuidadoso de cada una ellas. Y finalmente, se llevó a cabo un análisis granulométrico detallado mediante tamizados de las muestras recogidas y los resultados se trataron mediante el programa GRADISTAT 4.0, al igual que el resto de las muestras de sedimentos recogidos en Tierra de Pinares, obteniéndose los principales parámetros texturales. Entre estos parámetros, se escogieron el tamaño medio y el percentil P90 por considerarse como los más representativos de la energía del medio para estimar las velocidades del viento responsable del transporte de la arena.

Nº Muestra	Diámetro medio (mm)	Velocidad Umbral en superficie (cm/s)	Velocidad Umbral a 2 m altura (m/s)	Velocidad Umbral a 2 m altura (km/h)
D-N1	0.5800	41.43	8.63	31.07
D-N2	0.2889	29.24	6.09	21.93
D-N3	0.7477	47.04	9.8	35.28
D-N4	0.4671	37.18	7.74	27.88
D-N5	0.3278	31.14	6.49	23.36
D-N6	0.5429	40.09	8.35	30.06
D-N7	0.3346	31.46	6.55	23.6
D-N8	0.4099	34.83	7.25	26.12
D-N9	0.3511	32.24	6.72	24.17
D-N10	0.3848	33.75	7.03	25.31
D-N11	0.2751	28.53	5.94	21.4
D-N12	0.3298	31.24	6.51	23.43
D-N13	0.6362	43.39	9.04	32.54
D-N14	0.3432	31.87	6.64	23.9
D-N15	0.5039	38.61	8.05	28.96
D-N16	0.3155	30.56	6.36	22.92
D-N17	0.3309	31.29	6.52	23.47
D-N18	0.5721	41.15	8.57	30.86
D-N19	0.3476	32.08	6.68	24.05
D-N20	0.8847	51.17	10.66	38.37
D-N21	0.3862	33.81	7.04	25.35
D-N22	0.4977	38.38	7.99	28.78
D-N23	0.2589	27.68	5.76	20.76
D-N24	0.6143	42.64	8.88	31.98
D-N25	0.3587	32.58	6.79	24.43
D-N26	0.5637	40.84	8.51	30.63
D-N27	0.5743	41.23	8.59	30.92
D-N28	0.5165	39.1	8.14	29.32
D-N29	0.2656	28.03	5.84	21.02
D-N30	0.5306	39.63	8.25	29.72
D-N31	0.3044	30.02	6.25	22.51
D-N32	0.5909	41.82	8.71	31.36
D-N33	0.3211	30.82	6.42	23.12
D-N34	0.5336	39.74	8.27	29.8
D-N35	0.3440	31.91	6.65	23.93

Tabla 12.1: Velocidades umbrales del viento (V*t) para los tamaños medios de las muestras, en la superficie del terreno (cm/s) y a 2 m de altura (en m/s y km/h). Las muestra D-N1 y D-N35 son la base y el techo respectivamente del segmento de la secuencia muestreada.

Para cada una de las muestras recogidas, se aplicaron las ecuaciones de transporte (1) y (4) expuestas en el apartado anterior (Cap. 12, Apdo. 12.1), tanto para los tamaños medios como para el percentil 90 (diámetro de partícula mayor que el 89 % de la partículas de la muestra), calculándose las velocidades umbrales a nivel de la superficie del suelo y a 2 m de altura. Los resultados pueden verse en las tablas 12.1 y 12.2.

Nº Muestra	Diámetro del Percentil P90 (mm)	Velocidad Umbral en superficie (cm/s)	Velocidad Umbral a 2 m altura (m/s)	Velocidad Umbral a 2 m altura (km/h)
D-N1	1.4240	64.92	13.52	48.69
D-N2	0.5772	41.33	8.61	30.99
D-N3	3.5680	102.76	21.41	77.073
D-N4	0.9947	54.25	11.3	40.69
D-N5	0.8533	50.25	10.47	37.69
D-N6	1.5436	67.59	14.08	50.69
D-N7	0.7929	48.44	10.09	36.33
D-N8	1.3904	64.15	13.36	48.11
D-N9	0.8626	50.528	10.52	37.89
D-N10	0.8519	50.213	10.46	37.66
D-N11	0.4957	38.31	7.97	28.72
D-N12	0.8329	49.65	10.34	37.23
D-N13	1.5642	68.04	14.17	51.03
D-N14	1.0343	55.32	11.52	41.49
D-N15	1.5857	68.51	14.27	51.38
D-N16	0.8744	50.87	10.59	38.15
D-N17	0.8082	48.9	10.18	36.68
D-N18	1.4877	66.35	13.82	49.76
D-N19	0.8744	50.87	10.59	38.15
D-N20	1.7183	71.31	14.86	53.48
D-N21	0.9036	51.71	10.77	38.78
D-N22	1.3429	63.04	13.13	47.28
D-N23	0.5009	38.5	8.02	28.87
D-N24	1.7977	72.94	15.19	54.71
D-N25	0.8223	49.34	10.28	37.01
D-N26	1.4543	65.6	13.66	49.21
D-N27	1.9155	75.29	15.68	56.47
D-N28	1.0736	56.37	11.74	42.27
D-N29	0.6037	42.27	8.81	31.7
D-N30	0.9754	53.73	11.19	40.29
D-N31	0.7638	47.54	9.91	35.65
D-N32	2.3131	82.74	17.24	62.05
D-N33	0.8927	51.4	10.71	38.55
D-N34	1.5478	67.68	14.1	50.76
D-N35	0.8021	48.72	10.15	36.54

Tabla 12.2: Velocidades umbral del viento (V*t) para los diámetros de percentiles P90 de las muestras, en la superficie del terreno (cm/s) y a 2 m de altura (en m/s y km/h). Las muestra D-N1 y D-N35 son la base y el techo respectivamente del segmento de la secuencia muestreada.

Como se puede apreciar, las velocidades umbrales para los tamaños medios a 2 m de altura, oscilan entre los 20.76 km/h de la muestra D-N23 y los 38.37 km/h de la muestra D-N20, coincidentes en estos casos con el menor y mayor tamaño medio. En

cuanto a la velocidad umbral para los percentiles P90 a 2 m de altura, esta oscila entre los 28.7 km/h de la muestra D-N23 y los 77.07 km/h de la muestra D-N3, que coinciden lógicamente con el menor y mayor percentil P90 de la secuencia muestreada, pero que en el caso de la muestra D-N3, no coincide con la máxima velocidad umbral para el tamaño medio. Esto último, que también sucede en otros casos, se debe a la heterogeneidad textural de las muestras, algunas de ellas con una alta dispersión granulométrica con tamaños de partículas comprendidas entre la arena fina y las gravas.

Además, el diámetro para las partículas en el P90 supera en todos las muestras los 0.5 mm por lo que el movimiento de estas habría sido por arrastre. En el caso del tamaño medio, 19 muestras (D-N2, D-N4, D-N5, D-N7, D-N8, D-N9, D-N10, D-N11, D-N12, D-N14, D-N16, D-N17, D-N19, D-N21, D-N22, D-N23, D-N25, D-N29, D-N31, D-N33 y D-N35) presentan diámetros inferiores a los 0.5 mm, por lo que estas se habrían formado en gran medida por partículas transportadas en saltación, mientras que las 16 muestras restantes tendrían un mayor porcentaje de partículas transportadas por arrastre.

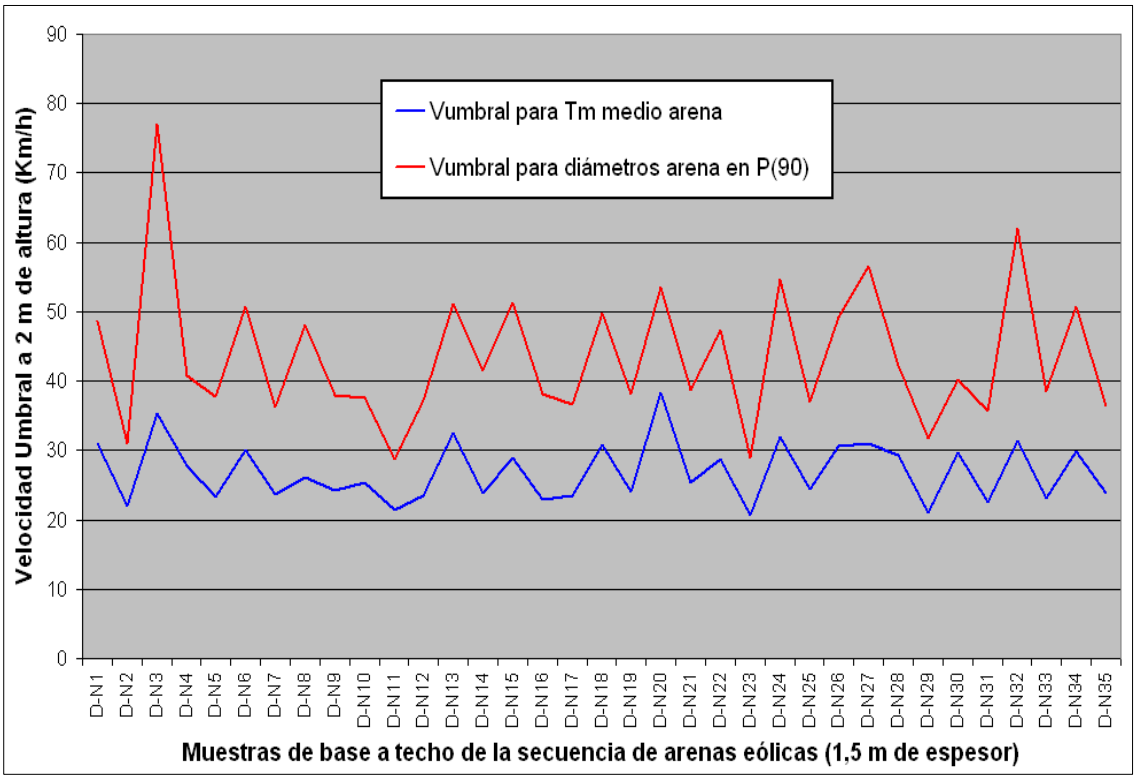


Figura 12.4: Variación de las velocidades umbrales del viento en km/h a 2 m de altura para los tamaños medios (línea azul) y percentiles P90 (línea roja) entre la base y el techo del fragmento de secuencia muestreada. Las muestra D-N1 y D-N35 son la base y el techo del segmento de secuencia muestreada.

En las tablas 12.1 y 12.2, también se observa una elevada variabilidad de las velocidades umbrales entre muestras consecutivas. Para comprobar si existe algún patrón de comportamientos en el tiempo (de muro a techo), se ha optado por representar gráficamente las velocidades umbrales a 2 m de altura, tanto para los tamaños medios como para los percentiles P90 (Fig. 12.4).

Como se puede apreciar, las curvas de velocidad umbral para tamaños medios y para percentiles P90, siguen patrones de variación similares entre el muro y techo muestreado, de manera que en general, los picos de máximos de una coinciden con los picos máximos de la otra, sucediendo lo mismo en los mínimos. Lógicamente, la que presenta velocidades umbrales más altas es la curva representada para los percentiles P90 ya que para movilizar partículas de diámetros mayores se necesitan vientos de mayor intensidad. Esta curva para los P90, es la que mejor representa las variaciones de intensidad del viento ya que estas velocidades umbrales mínimas habrían permitido movilizar el 90 % de las partículas posteriormente depositadas. Asimismo, hay que pensar que se trata de velocidades umbrales, por lo que el viento responsable de mover las partículas sería con toda probabilidad más alto, tal como demuestra el hecho de haber encontrado partículas de feldespatos y cuarzo de hasta 8 mm de diámetro en algunos de los paquetes de laminaciones estudiados.

Un hecho a destacar del gráfico de velocidades umbrales a 2 m de altura (Fig. 12.4), es que tanto para los tamaños medios de las muestras como para los percentiles P90, las curvas se presentan con una forma en dientes de sierra, de forma que a un paquete de laminaciones con una velocidad umbral elevada le sigue otro paquete con velocidad umbral menor y así sucesivamente, con algunas excepciones como es el caso de las muestras D-N14, D-N9, DN-16 y D-N26, debido probablemente a una incorrecta delimitación de los paquetes muestreados. Es decir, a un período de tiempo con vientos de mayor intensidad que transportasen partículas mayores, le seguiría otro con vientos de menor intensidad pero que también movilizarían partículas, aunque de menor tamaño.

12.3. INTERPRETACIÓN

De este estudio de la variabilidad de la velocidad umbral del viento en función de los parámetros texturales de los sedimentos eólicos, se deduce fundamentalmente una elevada variabilidad en la intensidad de los paleovientos constructores del depósito dunar analizado.

Aunque no parece haber un patrón cíclico a gran escala, sin embargo si habría aparentemente una ciclicidad de alta frecuencia en la variación de la intensidad del viento responsable del transporte de las partículas.

El origen de esta ciclicidad observada es incierto, ya que para determinarla claramente, deberían poder datarse con exactitud cada uno de los paquetes de laminaciones muestreados, lo cual es imposible a día de hoy con la capacidad de los métodos actuales (TL-OSL y ^{14}C-AMS) para determinar las cronologías con suficiente precisión y un rango de error mínimo.

Con todo esto, únicamente es posible aventurar que la ciclicidad observada en este afloramiento podría tener un carácter estacional. Así, habría dos períodos de actividad eólica, un primero caracterizado por vientos de mayor intensidad y un segundo con vientos menos intensos aunque con velocidad suficiente para movilizar y transportar las partículas del suelo. Actualmente, en el centro peninsular, la estación primaveral es la que registra mayor frecuencia e intensidad de vientos, mientras que el período otoñal sería el segundo período con mayor frecuencia de vientos aunque de menor intensidad (INM, 2002).

La comparación de estos resultados con otros estudios sobre ciclicidades de alta frecuencia en depósitos eólicos es complicada, ya que apenas hay trabajos detallados parecidos. Así, en las *Navajo Sandstone* y otras areniscas eólicas del oeste de EE.UU. se han descrito laminaciones cíclicas con ciertas similitudes a las aquí observadas y que han sido interpretadas como fluctuaciones de carácter anual causadas por vientos estacionales (Stokes, 1964; Hunter y Rubin, 1983).

Hay que ser conscientes de que esta ciclicidad detectada puede haberse limitado a un determinado período de tiempo en el pasado (momento en el que se formo la duna estudiada) y puede no haberse repetido o no haber quedado debidamente registrada en otros depósitos eólicos similares.

Lo cierto es que este estudio debería poder contrastarse con investigaciones similares en otros depósitos eólicos de Tierra de Pinares. Sin embargo, los afloramientos de este tipo en Tierra de Pinares son muy escasos. Únicamente se ha localizado alguno parecido en el campo de dunas de Arévalo y en Adanero, siempre a sotavento de substratos arcósicos, aunque no tan bien conservados como para poder diferenciar claramente los paquetes de laminaciones y permitir estudios granulométricos detallados.

Por otro lado, en la zona central y oriental de Tierra de Pinares, aunque hay numerosos afloramientos de dunas donde se observa la estructura interna y sus laminaciones (capítulo 11), estas últimas forman paquetes mucho más homogéneos desde el punto de vista granulométrico y con pocas variaciones a lo largo del depósito, debido principalmente a que proceden de sustratos mejor clasificados como pueden ser los mantos eólicos, las terrazas con arenas fluviales y la superficie de Coca, así como a una mayor lejanía del área fuente original. Por ello, desde nuestro punto de vista, los estudios de variabilidad a pequeña escala de los paleovientos constructores en este tipo de depósitos eólicos, serían complicados y de escasa utilidad.

13. Geocronología de los depósitos eólicos

13.1. INTRODUCCIÓN A LA GEOCRONOLOGÍA DE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS EN TIERRA DE PINARES Y LA LLANURA MANCHEGA

En la llanura manchega, al igual que en Tierra de Pinares, existen cronologías obtenidas por otros autores mediante técnicas de TL y OSL (Rendell *et al.* 1994 y 1996, Díez-Herrero y Bateman, 1998; Bateman y Díez-Herrero,1999 y 2001; Díez-Herrero *et al.*, 2002) así como dataciones mediante análisis de ^{14}C convencional y espectrometría de masas (^{14}C-AMS), de momentos de estabilización eólica con formación de horizontes edáficos (Temiño *et al.*, 1997; García-Hidalgo *et al.*, 2002 y 2007). Sin embargo, los anteriores autores, apenas han realizado dataciones de morfologías dunares en Tierra de Pinares, a excepción de un depósito dunar en las proximidades de Coca (Díez-Herrero *et al.*, 2002), con un valor de 10.2 ± 2.0 ka BP.

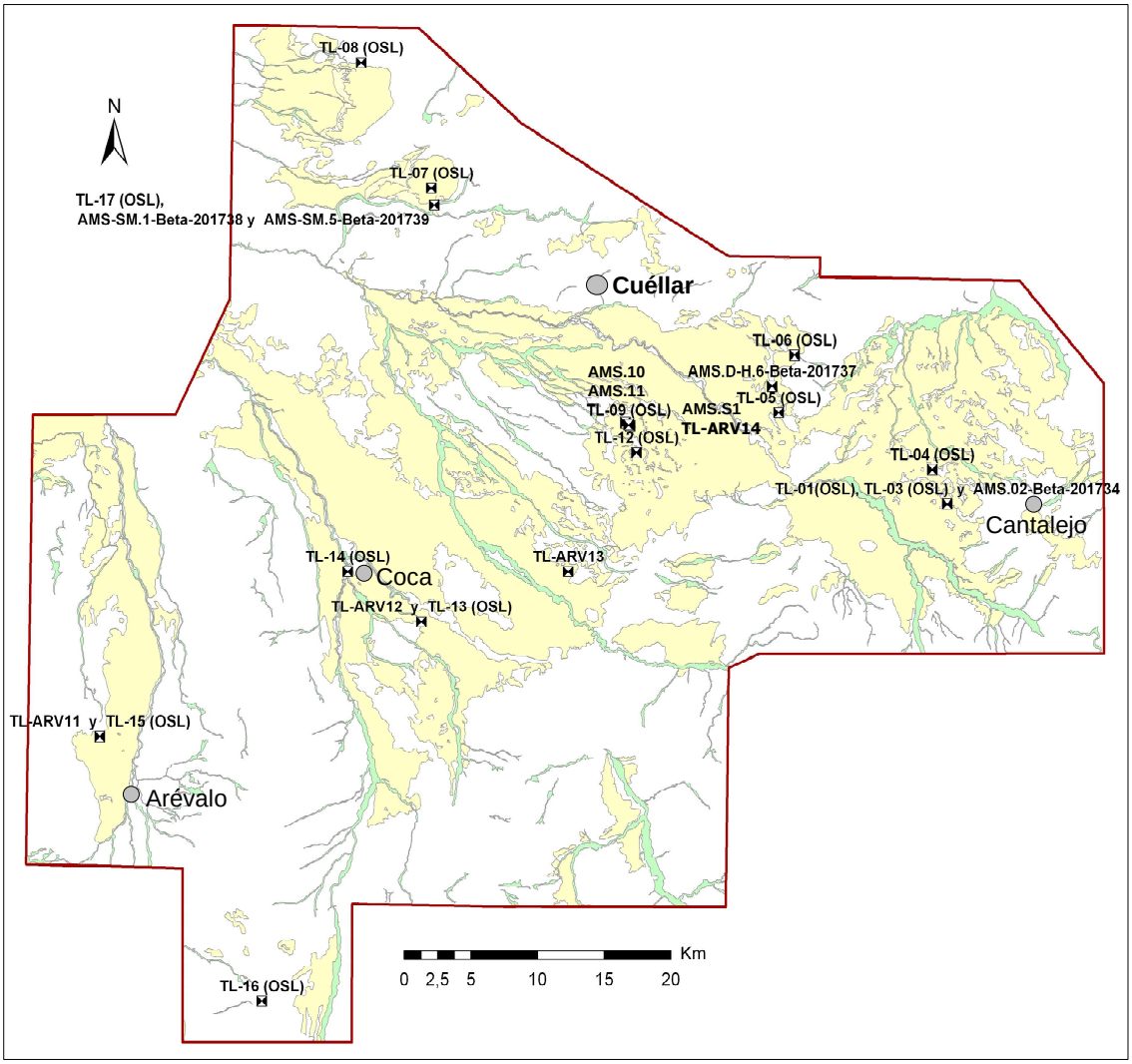


Figura 13.1: Distribución de las muestras con dataciones realizadas en la zona investigada del sureste de Cuenca del Duero (Tierra de Pinares).

Debido al vacío cronológico sobre las dunas de Tierra de Pinares, esta Tesis pretende contribuir al estudio de este tipo de depósitos eólicos mediante la toma de muestras para establecer dataciones por TL y OSL en afloramientos con morfologías dunares bien definidas. Además, también se han recogido muestras para datar mediante OSL en otros tipos de formas eólicas, como son los mantos de arena (Fig. 13.1).

Estas dataciones mediante TL y OSL, se han complementado en los casos donde se observaban horizontes A_b de suelos entre secuencias eólicas, con dataciones por radiocarbono (^{14}C-AMS) que han permitido contrastar los resultados obtenidos por luminiscencia y precisar los momentos de estabilización eólica. Estas técnicas de datación y los procedimientos de recogida de muestras se explicaron en el correspondiente apartado de la Metodología (Cap. 3, Apdo. 3.9).

13.2. RESULTADOS DE LAS DATACIONES

En total, se han realizado 25 dataciones con las muestras recogidas en la zona investigada de Tierra de Pinares, cuya distribución puede verse en la figura 13.1, de manera que 4 dataciones se realizaron mediante técnicas de TL, 14 con OSL y 7 mediante radiocarbono (^{14}C-AMS).

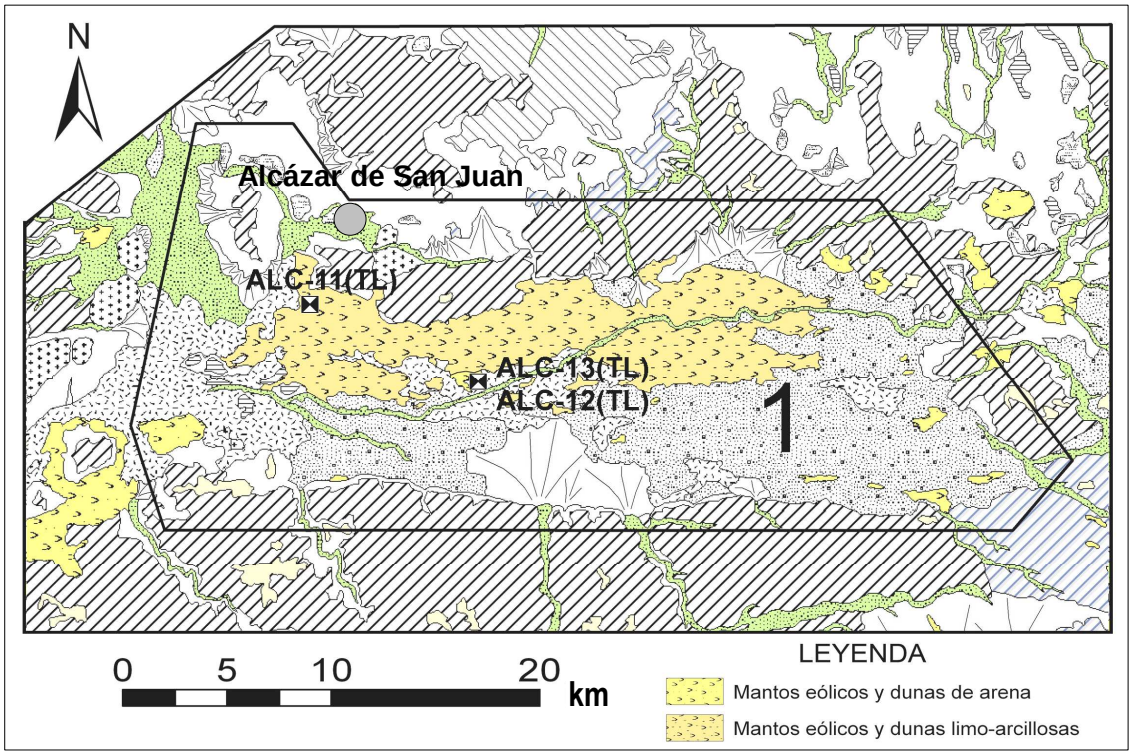


Figura 13.2: Posición de las 3 muestras con dataciones por TL en la llanura aluvial de San Juan (Llanura Manchega centro-occidental), dos de ellas recogidas en un mismo afloramiento.

Asimismo, también se recolectaron 3 muestras en la zona centro-occidental de la Llanura Manchega (Fig. 13.2) cuyos resultados obtenidos por TL también se presentan en este trabajo.

Es importante señalar que el termino BP o *before present* en inglés, se entiende tomando como referencia del presente o actualidad el año 2003 D.C., según los estándares internacionales. En los siguientes apartados, se exponen los resultados de las dataciones realizadas de los depósitos eólicos y suelos asociados.

13.2.1. Dataciones por TL de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega

Se realizaron 7 dataciones en el laboratorio **Quaternary TL Surveys** (Reino Unido) gracias a la financiación del Dpto. de Geodinámica de la UCM.

Lugar y descripción afloramiento	Coordenadas UTM-Huso 30 (m)	Prof. (m)	Código Muestra	Cronología
C.D. de Arévalo: Afloramiento en duna transversa sinuosa.	X: 353258 Y: 4551963	7 m	TL-ARV11	11.650 ± 900 Y BP
Nava de la Asunción: Secuencia inferior de arenas en duna parabólica aislada.	X: 377416 Y: 4560084	4 m	TL-ARV12	12.680 ± 1300 yr. BP
C.D. de Mudrián: Afloramiento en duna parabólica compuesta.	X: 388416 Y: 4563634	9.5 m	TL-ARV13	10.080 ± 940 yr. BP
C.D. de Sanchonuño: Afloramiento en duna transversa. Muestra en secuencia de arenas sobre horizonte A_b de suelo datado con muestra (AMS.S1).	X: 393086 Y: 4573952	5.5 m	TL-ARV14	9.610 ± 1.200 yr. BP

Tabla 13.1: Descripción y valores de las 4 dataciones por TL de Tierra de Pinares.

Lugar y descripción de afloramiento	Coordenadas UTM-Huso 30 (m)	Prof. (m)	Código Muestra	Cronología
Sur de Alcazar de San Juan: Alfloramiento en duna limo-arcillosa de tipo transverso.	X: 479545 Y: 4356637	7 m	ALC-11	7.360 ± 720 yr. BP
Río Záncara: Manto eólico arenoso en las proximidades del río. Dos secuencias de arenas eólicas separadas por discontinuidad con nodulizaciones carbonatadas.	X: 487679 Y: 4352085	1.2 m	ALC -13	7.290 ± 1.080 yr. BP (Secuencia superior)
		2.5 m	ALC -12	8.720 ± 1.210 yr. BP (Secuencia inferior)

Tabla 13.2: Descripción y valores de las 3 dataciones por TL de la Llanura Manchega.

De los resultados obtenidos mediante TL en Tierra de Pinares (Tabla 13.1), destaca la mayor antigüedad de las dunas muestreadas en Arévalo (Fig. 8.18) y Nava de

la Asunción (Fig. 8.23), que a su vez tienen un rango de edad similar entre los 14.000 y 11.000 yr. BP. También, llama la atención el rango de valores parecido para las dunas de Mudrián (Fig. 8.26) y Sanchonuño (Fig. 8.30), entre 11.000 y 8.500 yr. BP, este último coincidente con la datación obtenida por Díez-Herrero *et al*. (2002) para un depósito dunar de Coca.

En el caso de los depósitos eólicos de la Llanura Manchega (tabla 13.2 y Fig. 13.3), el rango de edades obtenido es similar, tanto para la duna limo-arcillosa como para los depósitos eólicos arenosos en las proximidades del río Záncara. Teniendo en cuenta los amplios intervalos de datación que proporcionan estas metodologías, se puede decir que estos depósitos se formaron aproximadamente entre los 9.900 y los 6.200 yr. BP, siendo por tanto más modernos que los depósitos eólicos de Tierra de Pinares datados con la misma técnica.

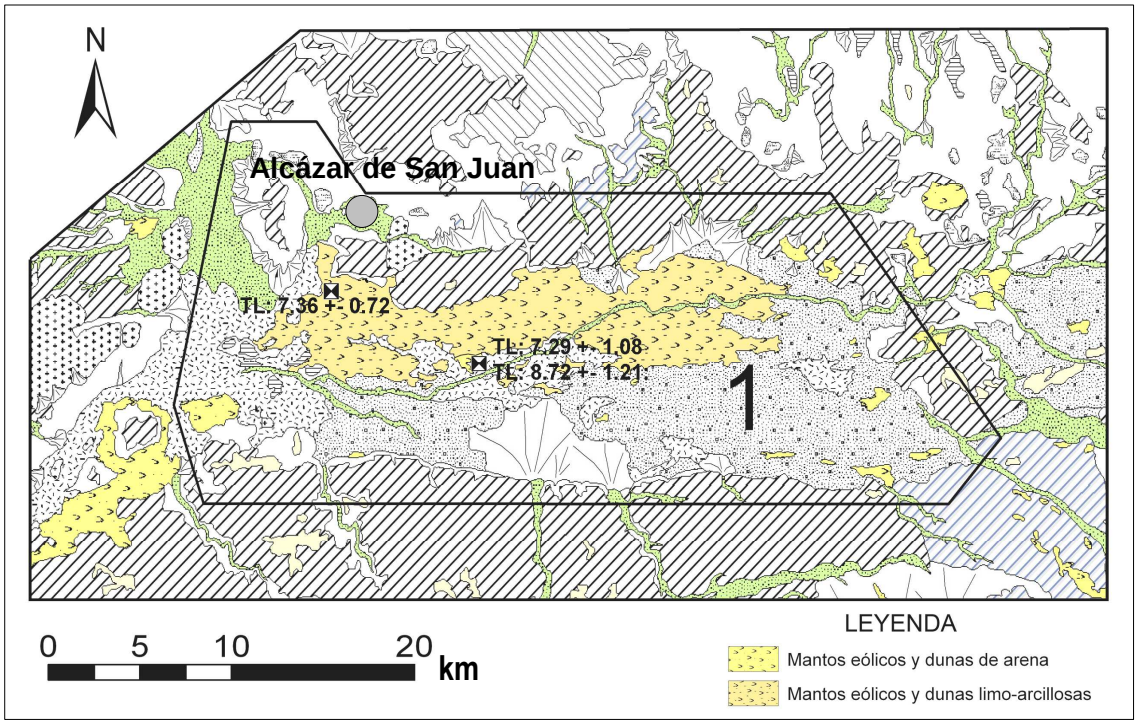


Figura 13.3: Situación y valores de las cronologías obtenidas por TL en la Llanura Manchega centro-occidental (Llanura aluvial de San Juan).

13.2.2. Dataciones por OSL de Tierra de Pinares

Se realizaron 14 dataciones por OSL (tabla 13.3) en el **Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma de Madrid** gracias a la financiación del Instituto Geológico y Minero de España.

Lugar y descripción afloramiento	Coordenadas UTM-Huso 30 (m)	Prof. (m)	Código Muestra	Cronología
C.D. Cantalejo (Laguna de Navalayegua): Afloramiento en la zona má alejada del flanco a sotavento de duna parabólica compleja-compuesta. Hay dos secuencias de arenas eólicas separadas por horizonte A_b de suelo de color gris oscuro. (AMS.02-Beta-201734)	X: 416895 Y: 4568416	1.2 m	TL-01	300 ± 83 yr. BP (Secuencia superior)
		1.75 m	TL-03	3.093 ± 579 yr. BP (Secuencia inferior)
C.D. de Cantalejo (Navalmarzo): Calicata en frente de duna transversa. Muestra en secuencias de arenas eólicas a techo de por horizonte A_b de suelo de color gris oscuro a 1.5 m de profundidad.	X: 415757 Y: 4570845	1 m	TL-04	852 ± 354 yr. BP (Secuencia superior)
C.D. de Lastras de Cuéllar (Laguna del Carrizal): Calicata en cara de avalancha de duna parabólica.	X: 404225 Y: 4574883	1.4 m	TL-05	10.061 ± 686 yr. BP
C.D. de Lastras de Cuéllar (Hontalbilla): Afloramiento en zona de transición entre manto eólico y flanco a barlovento de duna transversa.	X: 405415 Y: 4578970	1.5 m	TL-06	12.536 ± 1.175 yr. BP
C.D. del Páramo de Montemayor de Pililla: Calicata de 1.5 m de profundidad en cresta de pequeña duna parabólica en V.	X: 378159 Y: 4590810	0.9 m	TL-07	251 ± 166 yr. BP
C.D. del Páramo de La Parrilla: Recogida de muestra en afloramiento (arenera) en el frente de una duna parabólica con brazo septentrional en contacto con otra duna similar. Borde norte del C.D.	X: 372898 Y: 4599697	2.15 m	TL-08	361 ± 271 yr. BP
C.D. de Sanchonuño: Recogida de muestra en el frente de una duna transversa.	X: 392053 Y: 4574383	4 m	TL-09	11.764 ± 2.503 yr. BP
C.D. de Sanchonuño: Recogida de muestra en base de explotación de arenas en el flanco a sotavento de duna transversa muy sinuosa.	X: 393545 Y: 4572059	7 m	TL-12	35.397 ± 1.132 yr. BP
Nava de la Asunción: Recogida de muestra en secuencia superior de arenas de duna parabólica. Secuencia inferior TL-ARV12.	X: 377416 Y: 4560084	3.2 m	TL-13	7.500 ± 531 yr. BP
COCA: Recogida de muestra en la base de afloramiento depósito eólico tipo duna cubierto por manto eólico.	X: 371877 Y: 4563634	2.4 m	TL-14	24.926 ± 2.023 yr. BP
C.D. de Arévalo: Aflojamiento en duna transversa sinuosa. Tb. TL-ARV11 (Inferior)	X: 353258 Y: 4551963	6.5 m	TL-15	9.545 ± 1.048 yr. BP
Adanero: Recogida de muestra en afloramiento de duna parabólica tipo media luna situada sobre un substrato arcósico.	X: 365363 Y: 4533739	5 m	TL-16	5.462 ± 453 yr. BP
San Miguel del Arroyo: Arenas eólicas en base de afloramiento de abanico aluvial con suelos y alguna secuencia eólica intercalada.	X: 378384 Y: 4589600	5.9 m	TL-17	9.520 ± 1538 yr. BP

Tabla 13.3: Descripción y valores de las 14 dataciones por OSL de Tierra de Pinares.

Figura 13.4: Recogida de la muestra TL-05 en la cara de avalancha de duna parabólica a barlovento de la laguna de El Carrizal (campo de dunas de Lastras de Cuéllar). La cronología obtenida mediante OSL es de 10.061 ± 686 yr. BP.

Como se puede observar de las dataciones realizadas (tabla 13.3), 11 de ellas se corresponden con formas dunares relictas de Tierra de Pinares (Figs. 8.9, 8.18, 8.23, 8.29, 8.30 y 8.37), mientras que sólo 3 de ellas, las correspondientes a las muestras TL-06, Tl-14 y TL-17 no estarían asociadas a formas dunares en superficie. Así, la TL-06 se corresponde con la zona de transición entre el manto eólico y la cara de barlovento de una pequeña duna transversa (Fig. 8.29: extremo superior derecho), la TL-17 pertenece a un depósito de tipo manto eólico cubierto por un abanico aluvial con alguna secuencia eólica intercalada a techo (Figs. 8.12 y 8.16) y la TL-14 pertenecería a un depósito eólico de tipo duna fosilizado por un manto eólico y sedimentos aluviales posteriores (Figs. 8.23 y 8.24).

Un primer análisis de estas dataciones por OSL, permite distinguir diferentes momentos de formación de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares.

Depósitos de más de 20.000 yr. BP

Los depósitos eólicos más antiguos se corresponderían con aquellos formados hace mas de 20.000 yr. BP, como es el caso de la muestra TL-14, con 24.926 ± 2.023 yr. BP (depósito dunar enterrado de Coca) y la muestra TL-12 (Sanchonuño). Esta última, recogida a mucha profundidad en la base de una gran duna y justo encima de

sedimentos fluviales, sería la de mayor antigüedad, con 35.397 ± 1.132 yr. BP, lo cual, se sale del rango habitual de las dataciones de los depósitos eólicos en Tierra de Pinares, por lo que debería ser considerada con precaución, a falta de futuras comprobaciones con nuevos muestreos en el mismo nivel y otros superiores.

Depósitos entre 14.000 y 7.000 yr. BP

Teniendo en cuenta el intervalo de error, habría 6 depósitos eólicos con dataciones entre los 14.000 y los 7.000 años BP, que son los correspondientes a las muestras TL-06 (Hontalbilla), TL-09 (Sanchonuño), TL-05 (Laguna del Carrizal), TL-15 (Arévalo), TL-17 (San Miguel del Arroyo) y TL-13 (Nava de la Asunción). Esta última muestra (la TL-13), con 7.500 ± 531 yr. BP, pertenece a la secuencia superior más moderna de la duna parabólica datada en su parte inferior con TL mediante la muestra TL-ARV12, la cual proporciona una edad de 12.680 ± 1300 yr BP. Todas estas cronologías abarcan geográficamente casi toda la extensión de Tierra de Pinares, sin seguir ningún patrón de distribución claro.

Depósitos entre 6.000 y 2.500 yr. BP

Sólo hay dos depósitos que se pueden incluir en este intervalo de antigüedad y son los correspondientes a las muestras TL-16 y TL-03, correspondientes a los extremos opuestos de la zona de estudio (Fig. 13.1), ya que la primera se extrajo en una duna de Adanero (extremo meridional) y la segunda, de menor antigüedad, se recogió en la secuencia inferior del frente dunar próximo a la laguna de Navalayegua, en la parte oriental de Tierra de Pinares (Fig. 8.37).

Depósitos de antigüedad inferior a 1.000 yr. BP

Hay 4 depósitos eólicos datados con edades inferiores a los 1.000 yr. BP y por tanto muy recientes. Estos depósitos se corresponden a las muestras TL-04 (Navalmarzo), Tl-08 (Páramo de La Parrilla), TL-01 (Navalayegua) y TL-07 (Páramo de Montemayor de Pililla, Fig. 13.5). Como se puede apreciar, todos estos depósitos recientes asociados a dunas, se sitúan en la parte más oriental de Tierra de Pinares (campo de dunas de Cantalejo) y en la zona septentrional, en los campos de dunas desarrollados sobre los páramos miocenos (Figs. 13.1, 8.9, 8.12 y 8.37).

También hay que señalar que no hay ninguna datación en los páramos de mayor antigüedad que las aquí obtenidas, por lo que probablemente estos campos de dunas, contengan las formas dunares de más reciente formación de toda Tierra de Pinares.

Figura 13.5: Extracción de muestra para datación mediante OSL (TL-07) en cresta de pequeña duna parabólica del campo de dunas de Montemayor de Pililla.: A la izquierda el lugar de muestreo en la cresta y a la derecha detalle de la calicata realizada para extraer la muestra a 1.10 m de profundidad.

Figura 13.6: Secuencia de arenas eólicas en duna transversa del campo de dunas de Sanchonuño. Se distinguen dos horizontes A_b de suelos enterrados que fueron datados mediante radiocarbono (^{14}C-AMS) con las muestras AMS.11 y AMS.10.

13.2.3. Dataciones por radiocarbono de Tierra de Pinares

Se realizaron 7 dataciones mediante radiocarbono ^{14}C-AMS en los laboratorios **BETA Analytic INC (Florida, USA),** y al igual que las realizadas por OSL**,** gracias a la financiación del Instituto Geológico y Minero de España. Se hicieron siempre en muestras recogidas en horizontes A_b de suelos, que tienen contenidos en materia orgánica, aunque muy bajos, tal y como se expuso en el capítulo 10 sobre la geoquímica de las arenas eólicas de Tierra de Pinares.

Lugar y descripción afloramiento	Coordenadas UTM-Huso 30 (m)	Prof. (m)	Código Muestra	Cronología
C.D. de Sanchonuño: Nivel de arenas oscuras por encima de base de duna tranversa. Secuencia inferior datada mediante muestra TL-AVR14.	X: 393086 Y: 4573952	5.7 m	AMS.S1 Beta-175912	Convencional 10.350 ± 60 yr. BP **Calibrada 2σ**: 95 % Prob. 12.790 – 11.900 yr. BP
C.D. de Sanchonuño: Recogida de muestras en afloramineto situado en cara sotavento de duna transversa en dos horizontes A_b de suelos intercaldos en la secuencia de arenas eólicas. **Suelo superior**: AMS-10 **Suelo inferior**: AMS-11	X: 392716 Y: 4574163	1.6 m	AMS. 10 Beta-201735	Convencional 5.420 ± 40 yr. BP **Calibrada 2σ**: 95 % Prob. 6.290 – 6.170 yr. BP
		2 m	AMS. 11 Beta-201736	Convencional 6.510 ± 50 yr. BP **Calibrada 2σ**: 95 % Prob. 7.480 – 7.320 yr. BP
San Miguel del Arroyo: Toma de muestras en horizontes A_b de suelos en abanico aluvial (Fig.xxx). **S-1**: situado sobre la base eólica de abanico aluvial datada mediante la muestra TL-17 (OSL). **S-5**: situado en el techo del abanico a muro de pequeña secuencia eólica de 30 cm de espesor.	X: 378384 Y: 4589600	5.5 m	AMS-SM.1 Beta-201738	Convencional 9.010 ± 40 yr. BP **Calibrada 2σ**: 95 % Prob. 10.230 – 10.150 yr. BP
		1.4 m	AMS-SM.5 Beta-201739	Convencional 1.410 ± 40 yr. BP **Calibrada 2σ**: 95 % Prob. 1.360 – 1.270 yr. BP
C.D. Lastras de Cuéllar: Calicata en frente de rampa parabólica compleja. Horizonte A_b de suelo a muro de secuencia de arenas eólicas (Fig. 13.7).	X: 403731 Y: 4576760	1.3 m	AMS.D-H.6 Beta-201737	Convencional 1.240 ± 40 yr. BP **Calibrada 2σ**: 95 % Prob. 1.270 – 1.060 yr. BP
C.D. Cantalejo (Navalayegua): Afloramiento en la zona má alejada del flanco a sotavento de duna. Muestra en horizonte A_b de suelo entre dos secuencias de arenas eólicas datadas con OSL (Sup:TL-01, Inf: TL-03)	X: 416895 Y: 4568416	1.4 m	AMS.02 Beta-201734	Convencional 1.240 ± 100 yr. BP **Calibrada 2σ**: 95 % Prob. 1.320 – 950 yr. BP

Tabla 13.4: Descripción y valores de las 7 dataciones por radiocarbono (^{14}C-AMS) de los horizontes A_b de suelos muestreados en Tierra de Pinares.

Teniendo en cuenta los resultados cronológicos calibrados y expuestos en la tabla 13.4, se pueden establecer tres conjuntos de depósitos con rangos de edad similares.

Depósitos entre 13.000 y 10.000 yr. BP

Dentro de este rango de edad, se encuentran los depósitos correspondientes a las muestras de Sanchonuño (AMS.S1) y a San Miguel del Arroyo (AMS.SM1). La primera y más antigua (12.790-11.900 yr. BP), está asociada un horizonte A_b de suelo enterrado en la base de una duna transversa cuya secuencia superior de arenas eólicas se dató mediante TL en 9.610 ± 1.200 yr. BP con la muestra TL-ARV14. La segunda muestra (San Miguel del Arroyo), datada en el intervalo 10.230-10.150 yr. BP, se recogió en un horizonte A_b de suelo (S-1) situado a techo de la base de arenas eólicas del abanico aluvial (Fig.8.16) descrito en el capítulo 8 (Apdo. 8.4.2.2) y cuya cronología se obtuvo también por OSL (TL-17), con un resultado de 9.520 ± 1.538 yr. BP, es decir, con mayor rango de error pero en consonancia con la datación por radiocarbono.

Depósitos entre 7.500 y 6.000 yr. BP

Dentro de este rango, se encuentran las dataciones realizadas en dos horizontes A_b de suelos situados en el tramo medio de una duna transversa en Sanchonuño (Fig. 13.6). La muestra más antigua (AMS.11) está datada en el intervalo 7.480–7.320 yr. BP, mientras que la más moderna (AMS.10) proporciona una cronología en el intervalo 6.290–6.170 yr. BP. Como se puede observar, las diferencias cronológicas son mínimas, lo cual se debe probablemente a que estos dos horizontes edáficos están separados por una secuencia de arenas eólicas claras de escaso espesor (25-30 cm), que se habrían depositado en un relativamente corto intervalo de tiempo.

Depósitos entre 1.400 y 900 yr. BP

En este intervalo de edad, se encuentran los 3 depósitos restantes que se corresponden con las muestras AMS-SM.5, AMS.D-H.6 y AMS.02, cuyos intervalos cronológicos son 1.360–1.270, 1.270–1.060 y 1.320–950 yr. BP, respectivamente. En todos los casos se trata de horizontes Ab de suelos enterrados a escasa distancia de la superficie (1.3-1.4 m), bajo una secuencia de arenas eólicas culminante, que sólo en el caso de San Miguel del Arroyo (AMS-SM.5) tiene a techo una secuencia aluvial erosiva (Fig. 8.16). Por otro lado, las muestras AMS.D-H.6 (Lastras de Cuéllar, Fig.13.7) y AMS.02 (Navalayegua, Fig. 8.37) se recogieron en afloramientos situados en frentes dunares, mientras que la muestra AMS-SM.5, se recogió en un afloramiento

mixto aluvial-eólico en el que las secuencias eólicas se corresponderían con mantos arenosos.

Además, la muestra AMS.02 se sitúa en horizonte A_b de suelo cuyas secuencias de arenas inferior y superior también han sido datadas mediante OSL, proporcionando unos valores de 3.093 ± 579 y 300 ± 83 yr. BP respectivamente, por lo que su datación mediante radiocarbono se encontraría en perfecta consonancia con estos resultados.

Todos estos horizontes A_b de suelos muy recientes datados mediante radiocarbono, se encuentran en la parte septentrional y en el extremo oriental de la zona de estudio. La menor antigüedad de estos suelos, también queda corroborada por las dataciones realizadas mediante OSL en las secuencias de arenas asociadas a estos y se constata a lo largo de una franja con dirección noroeste-sureste que iría desde el Páramo de La Parrilla al norte, pasando por Lastras de Cuéllar y acabando en Cantalejo (Fig. 13.8).

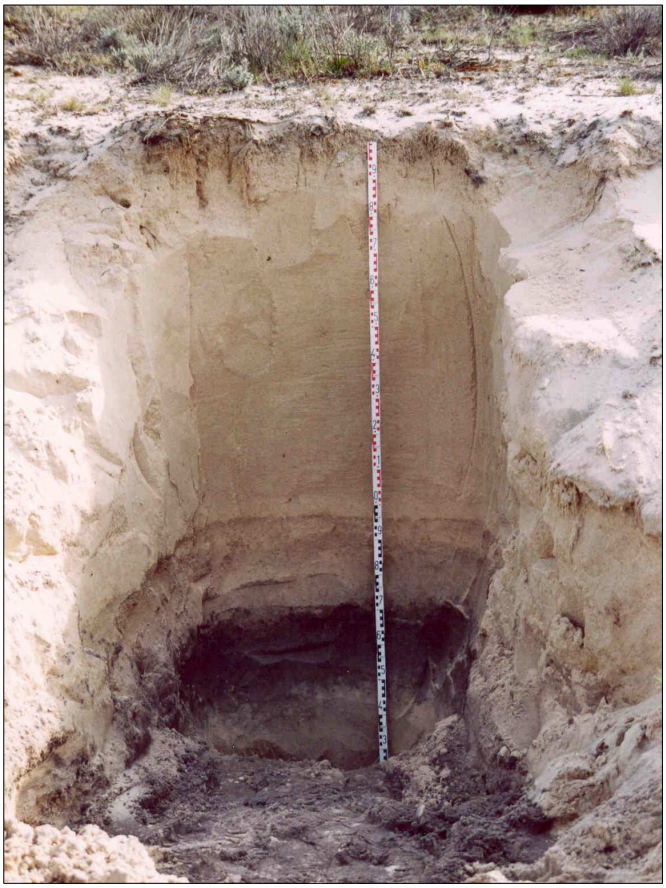


Figura 13.7: Calicata abierta en frente de rampa parabólica compleja en el campo de dunas de Lastras de Cuéllar. Se aprecia horizonte A_b orgánico bajo una secuencia de 1,30 m de espesor de arenas eólicas. La datación por radiocarbono (AMS.D-H.6) indica una formación del mismo en el intervalo 1.270 – 1.060 yr. BP

13.3. CONSIDERACIONES FINALES

En conjunto, todas las cronologías obtenidas mediante radiocarbono se encuentran en consonancia con las dataciones complementarias realizadas por TL u OSL en aquellos lugares en las que pudieron hacerse (Figs. 13.1 y 13.8; tabla 13.5), como es el caso de Sanchonuño (muestras TL-AVR14 y AMS.S1), San Miguel del Arroyo (muestras TL-17, AMS-SM1 y AMS-SM5) y Navalayegua (muestras TL-01, TL-03 y AMS.02).

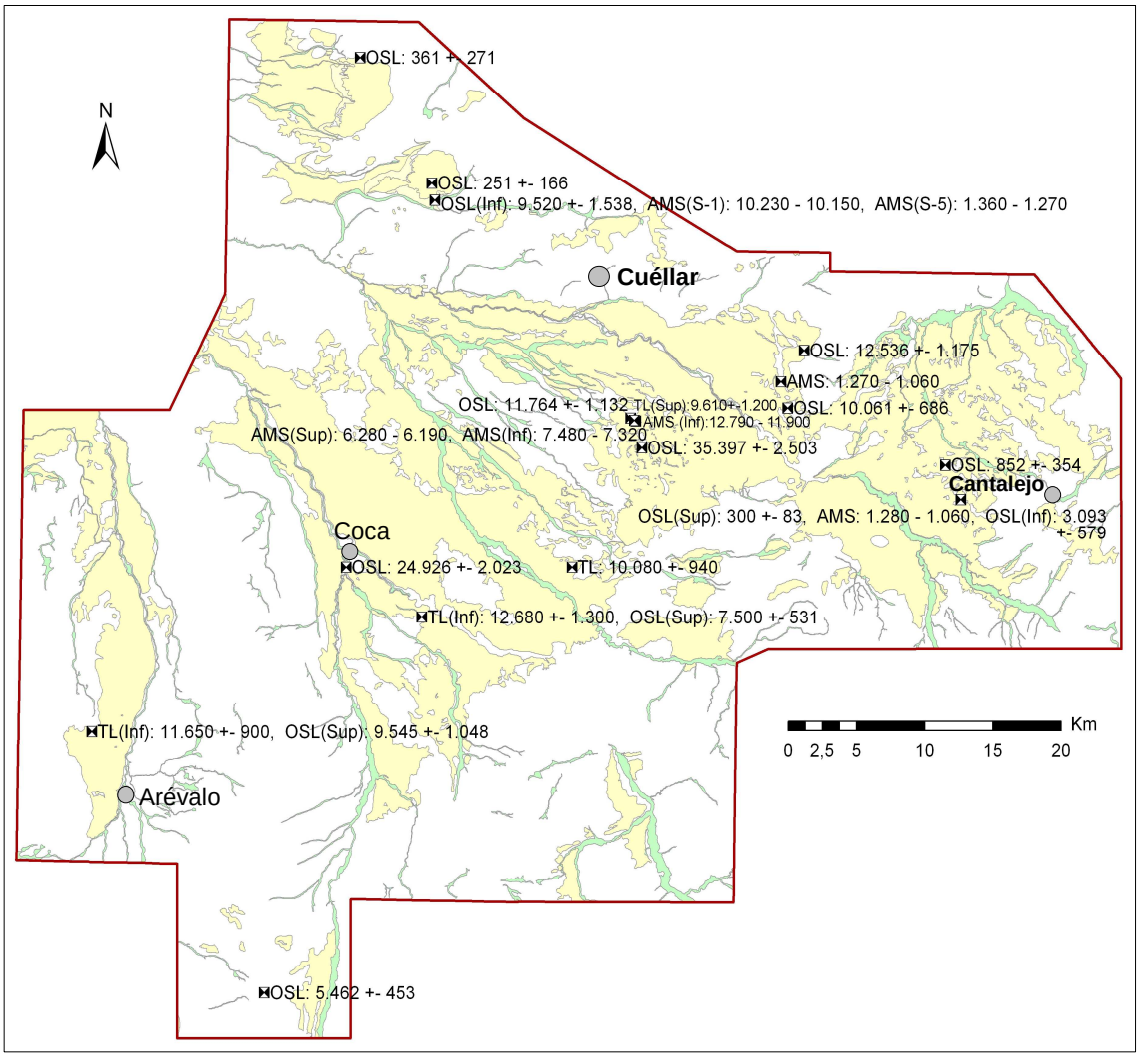


Figura 13.8: Distribución geográfica de los valores cronológicos obtenidos por TL, OSL y radiocarbono (^{14}C-AMS) en Tierra de Pinares.

También, es muy significativo que las muestras datadas en un mismo afloramiento mediante TL y OSL, en secuencias o niveles de arenas diferentes, como es el caso de de Arévalo y Nava de la Asunción, presentan resultados cronológicos correlativos (tabla

13.6). Esto indica que ambas técnicas de datación proporcionan valores muy similares y son perfectamente válidas y complementarias en la obtención de cronologías en depósitos eólicos.

Secuencias-Niveles muestreados	Localizaciones y resultados cronológicos en yr. BP		
	San Miguel del Arroyo	Sanchonuño	Navalayegua
Secuencia-nivel Sup.	1.360 – 1.270 (AMS.S5)		300 ± 83 (OSL)
Secuencia-nivel Medio	10.230 - 10.150 (AMS.S1)	9.610 ± 1200 (TL)	1.280 – 1.060 (AMS)
Secuencia-nivel Inf.	9.520 ± 1.538 (OSL)	12.790 – 11.900 (AMS)	3.093 ± 579 (OSL)

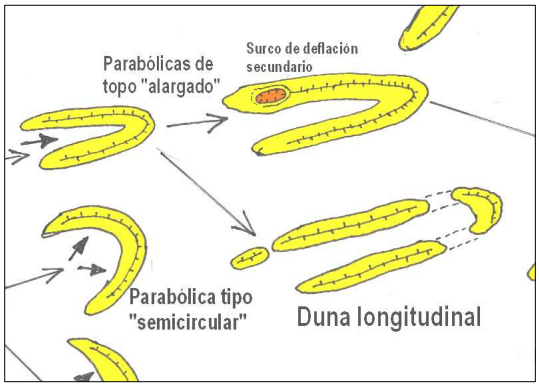
Tabla 13.5: Dataciones por TL, OSL y radiocarbono (^{14}C-AMS) en diferentes niveles de las localidades muestreadas de San Miguel del Arroyo (abanico mixto al pié del páramo de Montemayor de Pililla), Sanchonuño (campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar) y Navalayegua (campo de dunas de Cantalejo). Sobre celdas con fondo gris, se exponen los valores cronológicos calibrados de los horizontes A_b de suelos obtenidos por radiocarbono y que se representan mediante un intervalo.

Secuencias-Niveles muestreados	Localizaciones y resultados cronológicos en yr. BP	
	Arevalo	Nava de la asunción
Secuencia-nivel Sup.	9.545 ± 1.048 (OSL)	7.500 ± 531 (OSL)
Secuencia-nivel Inf.	11.650 ± 900 (TL)	12.680 ± 1.300 (TL)

Tabla 13.6: Dataciones por TL y OSL en diferentes niveles de las localidades muestreadas de Arévalo (campo de dunas de Arévalo) y Nava de La Asunción (sur del campo de dunas de Coca)

El análisis de los resultados cronológicos aquí expuestos, junto con otras dataciones de ambos dominios geográficos, así como la correlación de los mismos con los eventos climáticos del Cuaternario reciente y Holoceno se realiza en el capítulo 15 de esta Tesis Doctoral.

14. Origen de las formas eólicas del centro peninsular y organización de los campos de dunas. Modelo de evolución dunar en Tierra de Pinares



14.1. INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN SOBRE EL ORIGEN DE LAS PRINCIPALES FORMAS EÓLICAS PRESENTES EN TIERRA DE PINARES Y LA LLANURA MANCHEGA

14.1.1. Mantos eólicos

Los mantos eólicos o *sand sheets*, con unos 1500 y 400 Km^2 de extensión en Tierra de Pinares y La Mancha respectivamente, son la forma eólica con mayor distribución en el centro peninsular. Debido a las labores agrícolas y forestales (Fig. 14.1), sus topografías superficiales se encuentran bastante alteradas. Se trata de acumulaciones de arena, con limo y arcilla en el caso de la Llanura aluvial de San Juan (Llanura Manchega) de morfologías planas o ligeramente onduladas que recubren las irregularidades del substrato con espesores que oscilan entre los pocos centímetros hasta los 4-5 m en el Duero (Fig. 14.1) y entre los 20-30 centímetros hasta los 1.5 m en La Mancha. En ambos casos contienen cuerpos dunares aislados con morfología poco significativa o sin caras de avalancha definidas, así como depresiones de deflación de tamaño variable. En los afloramientos en los mantos eólicos de Tierra de Pinares se observan *sets* de arenas gruesas y muy gruesas e incluso con gránulos y micro-cantos de hasta 8 mm de diámetro (Fig. 14.2), mientras que los de la Llanura Manchega (Fig. 11.3) no presentan granulometrías gruesas.

Figura 14.1: Zanja abierta por retroexcavadora en un manto eólico de Tierra de Pinares, donde se aprecia la parte más superficial del mismo (0.65 m) y la estructura interna formada por arenas masivas. Proximidades de Aguilafuente (campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar).

Según Kocurek y Nielson (1986), hay un conjunto de factores que condicionan la formación de los mantos de arena. La presencia de vegetación dispersa reduce el movimiento y crecimiento de las dunas, favoreciendo la acreción de láminas de arena horizontales. Esta circunstancia de vegetación clareada se da frecuentemente en los márgenes de los desiertos y en las zonas semiáridas esteparias. También, si el nivel freático es superficial o se producen inundaciones periódicas o estacionales, se dificulta o impide la formación de las dunas. Igualmente, el control más importante en la formación de extensas áreas de mantos eólicos en zonas desérticas del Sahara y de Arabia es el elevado tamaño de grano de los sedimentos movilizados por el viento (Breed *et al.*, 1987; Khalaf, 1989), factor también citado en el Ártico canadiense (Mckenna-Neuman y Gilbert, 1986), en el desierto Mojave (Kocurek y Nielson, 1986) y en Australia (Mabbutt, 1980). En Tierra de Pinares y la Llanura Manchega concurren tres factores fundamentales que habría propiciado la formación de los mantos eólicos como son, la cantidad elevada de partículas de tamaño medio y grueso de las áreas fuente, la presencia en algunas zonas de niveles freáticos superficiales y una cubierta vegetal de tipo abierto o estepario en las épocas de mayor actividad eólica (Rendell *et al.*, 1994 y 1996; Bateman y Díez-Herrero, 1999 y 2001; Díez-Herrero *et al.*, 2002).

Figura 14.2: Detalle de manto eólico en las proximidades de Arévalo con sets de arenas muy gruesas y gravas de tamaño muy fino y fino (gránulos y microcantos de cuarzo y feldespato).

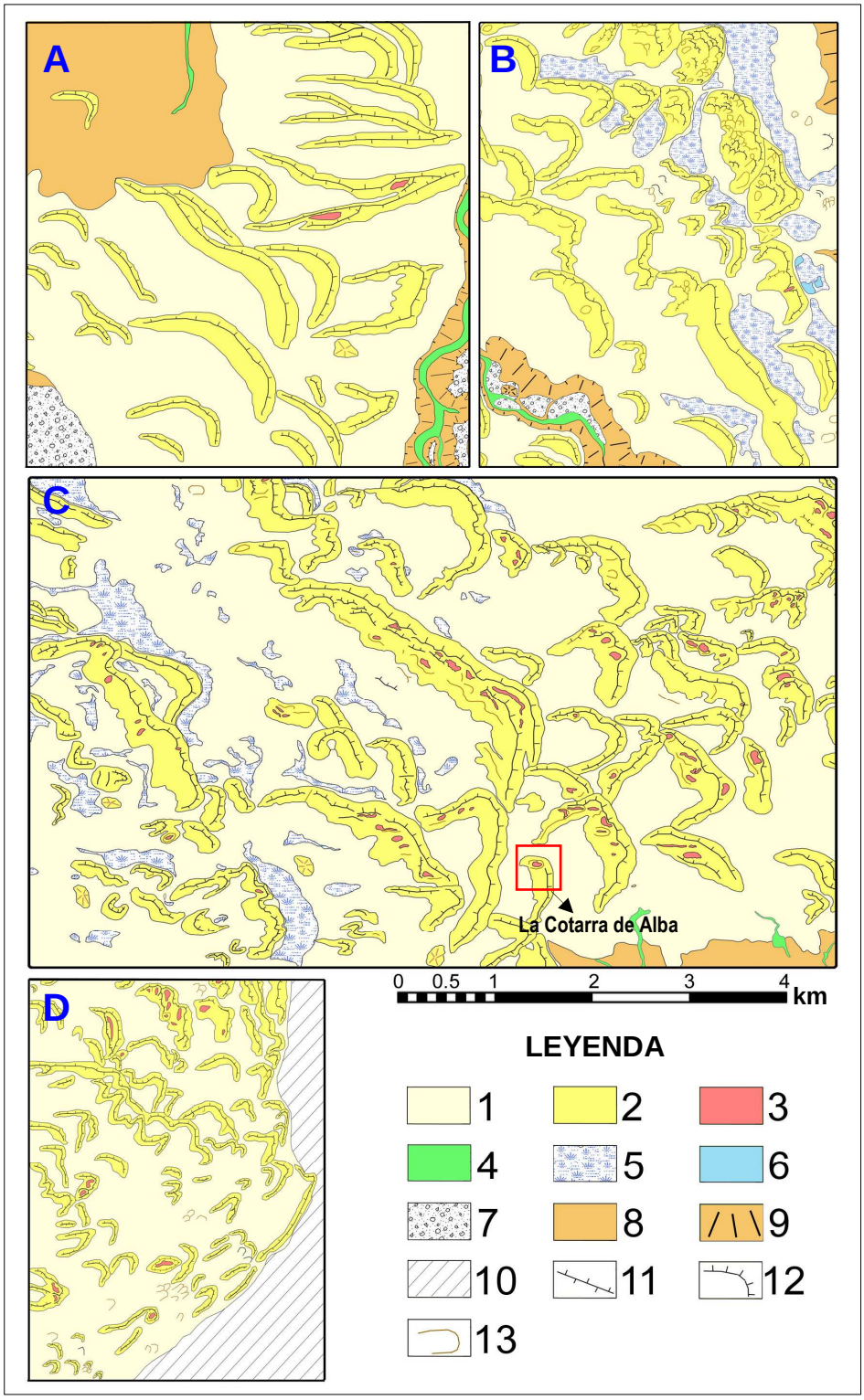


Figura 14.3: Detalles cartográficos de Tierra de Pinares. A: C.D. Arévalo, B: NE de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar, C: SO de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar, D: C.D. de La Parrilla. Leyenda: 1. Manto eólico y zonas interdunares; 2. Dunas; 3. *Blowouts*, surcos de deflación y depresiones dunares; 4. Fondos de falle; 5. *Navas*; 6. Lagunas; 7. Terrazas; 8. Substrato terciario; 9. Pendientes en el substrato terciario; 10. Superficies del páramo; 11. Cresta dunar; 12. Cresta dunar con indicación de la cara de avalancha; 13. Crestas indiferenciadas de dunas y depresiones de deflación.

14.1.2. Dunas parabólicas

Dunas parabólicas como las descritas en Tierra de Pinares y la Mancha se han localizado en diferentes ambientes: en climas fríos, tanto del pasado como del presente (Filion y Morisset,1983; Castel *et al.*,1989), en climas templados y costas húmedas tropicales (Cooper, 1958 y 1967; Story, 1982; Pye, 1982a; Flor, 1983 y 1992) y en los límites de los desiertos cálidos, tanto activas como estabilizadas (McKee, 1966 y 1979; Bowler y McGee, 1978; Lancaster, 1983). En todos estos lugares existe un común denominador y es la asociación de este tipo de dunas a un cierto grado de colonización vegetal, lo cual demuestra que ésta debe jugar un importante papel en su formación, protegiendo los brazos menos móviles contra la acción eólica y permitiendo que la parte central avance. Sin embargo, su formación está también influenciada por la humedad de la arena y la presencia de láminas de agua o interfases vadosas cercanas a la superficie (David, 1981). También, la velocidad del viento es determinante, ya que son necesarios fuertes vientos para vencer la resistencia de la vegetación (McKee, 1966).

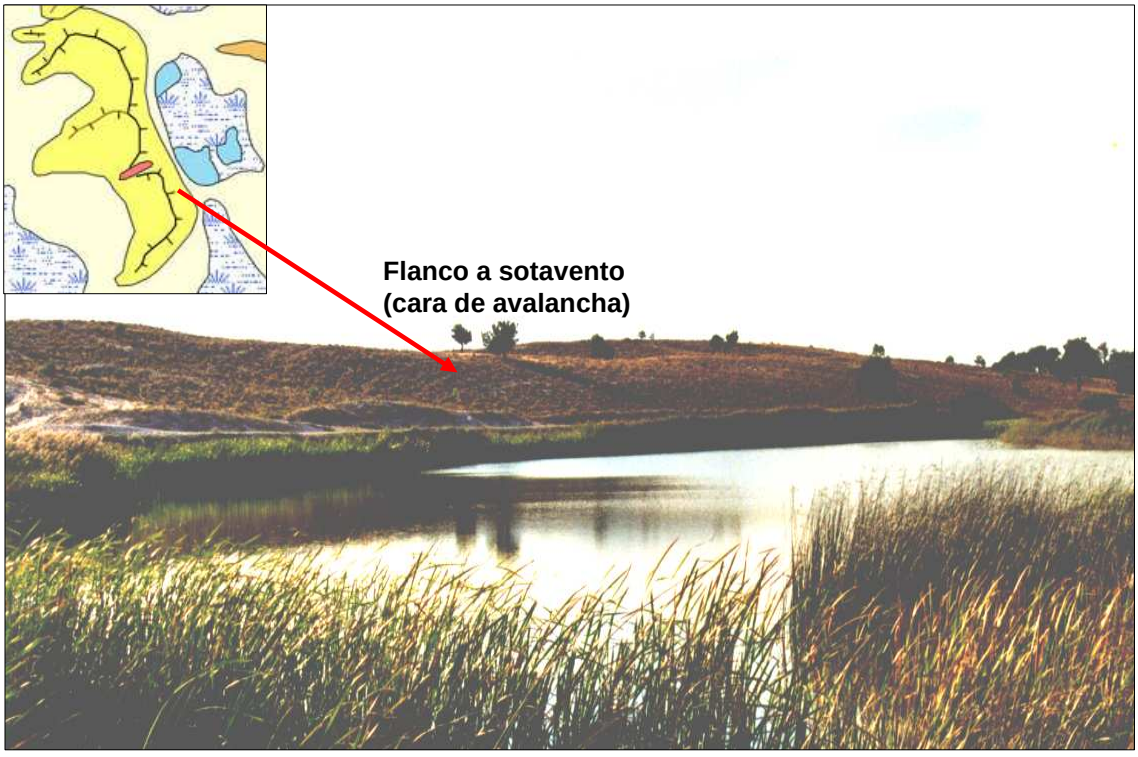


Figura 14.4: Cara de avalancha con fuerte inclinación de duna parabólica compuesta a barlovento de la laguna de El Carrizal en el extremo oriental del C.D. de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar. El frente dunar se ha datado mediante OSL (TL-05) en 10.061 ± 686 yr. B.P.

En Tierra de Pinares y la Llanura Manchega, los análisis estadísticos en SIG sobre los tipos dunares (tablas 7.1 y 8.18), dan como resultado que existe un predominio de

las formas parabólicas (Figs. 14.4 y 14.5), con aproximadamente un 76.5 y 72.5 % respectivamente sobre el total de las formas dunares, siendo estas morfologías tanto simples como compuestas y complejas. Las formas parabólicas compuestas son más abundantes en Tierra de Pinares, siendo las formas complejas exclusivas de este dominio geográfico. Estas dunas pueden mostrar cierta asimetría, con mayor desarrollo en la mayoría de los casos, del brazo o los brazos situado al norte o noroeste de la depresión central, lo cual se relaciona con diferencias en el aporte de sedimento transportado por el viento, con modificaciones en la dirección del viento constructor y con la situación de la vegetación en el momento de la formación.

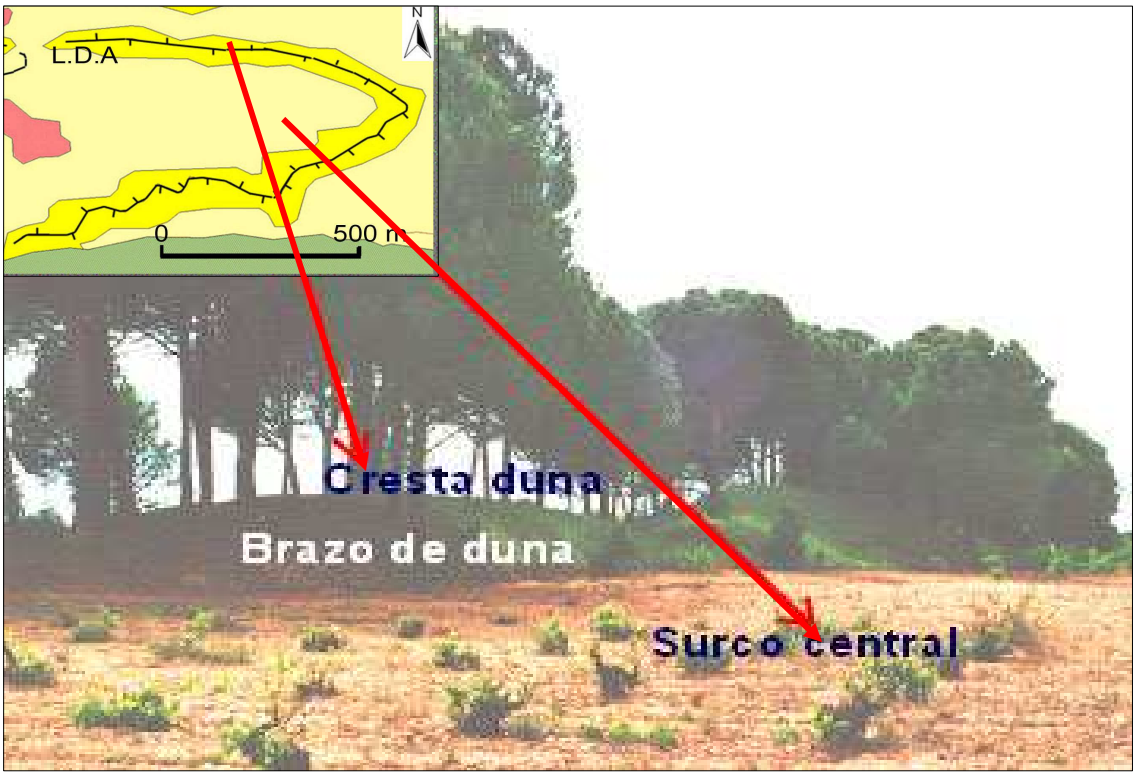


Figura 14.5: Foto de brazo de duna parabólica relicta alargada en zona oriental de la Llanura Manchega (corredor Casas de los Pinos-Río Júcar).Surco central con viñedo y brazo repoblado.

Igualmente, tanto en Tierra de Pinares como en La Mancha, la génesis de las dunas parabólicas a partir de dunas *blowouts* ha dejado señales inequívocas en los diferentes campos de dunas estudiados, como son las depresiones de deflación a barlovento (oeste y suroeste) y en el surco central de algunas dunas parabólicas. Otro rasgo que nos remite al origen de las dunas parabólicas son los cinturones de arenas que rodean estas las depresiones erosivas de menor tamaño, como en el caso de La Cotarra de Alba en Tierra de Pinares (Fig. 14.3-C: centro-sur), donde se observa una gran depresión, rodeada por un potente cinturón de arenas cuya expansión y avance hacia

sotavento (este) está formando una duna *blowout* alargada, como algunas de las descritas en la Llanura aluvial de San Juan en La Mancha, de manera que el origen de la mayor parte de las dunas parabólicas se encontraría claramente en estas formas eólicas incipientes fruto de la acción conjunta de procesos de deflación y acumulación eólica.

En la Llanura Manchega existe la posibilidad de que algunas de las grandes dunas en apariencia parabólicas, sean en realidad dunas longitudinales degradadas y con uniones en forma de Y originadas por vientos bidireccionales (Tsoar, 1983).

En cuanto al régimen de vientos, los muy unidireccionales e intensos producen dunas parabólicas de tipo alargado (Pye, 1982b y 1993; Filion y Morisset, 1983; Gaylord y Dawson, 1987; Short, 1988) como las descritas en el campo de dunas de Arévalo y los páramos en Tierra de Pinares (Fig. 14.3: A y D), así como en la zona oriental de la Llanura Manchega (Figs. 14.5 y 7.9, mapa geomorfológico del Anexo 4), mientras que bajo vientos más variables tienden a formarse dunas con brazos más cortos de tipo semicircular y de media luna (Pye, 1993), como las presentes en la mayoría de los campos de dunas estudiados de Tierra de Pinares (Fig. 14.3). En esta última zona, destacan entre las dunas parabólicas simples, las de tipo *lobate* (44 %), las semicirculares (27 %) y las de media luna (19 %), las primeras construidas bajo vientos más unidireccionales, mientras que las dos últimas serían indicativas de una mayor variabilidad de la dirección principal de los vientos constructores.

La escasa presencia en Tierra de Pinares de formas parabólicas simples y compuestas de tipo alargado, con una proporción menor del 3%, indicaría una baja frecuencia de períodos de tiempo con vientos constructores unidireccionales de gran intensidad. Sin embargo, este tipo de dunas parabólicas alargadas (Figs. 7.9 y 14.5) con brazos paralelos son las tipologías más abundantes (76 %) en la zona oriental de la Llanura Manchega (mapa geomorfológico del Anexo 4), lo que sugiere su formación bajo vientos unidireccionales del oeste de gran intensidad.

Las morfologías de las dunas compuestas y complejas de Tierra de Pinares, con rasgos de adhesión-superposición (Fig. 14.3: B y C), indican que se habrían formado por coalescencia y amontonamiento de dunas simples con distintas velocidades de movimiento, aunque en algún caso podrían ser el resultado de la evolución de un único cuerpo con movimiento desigual en distintas partes de sus brazos, debido por ejemplo al efecto de frenado causado por la vegetación. Un caso especial de dunas parabólicas son las rampas parabólicas complejas (García-Hidalgo *et al.*, 2002), muy abundantes en la parte noreste (sotavento) del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar (Fig.

14.3: B, noroeste) y que consisten en cuerpos parabólicos con frentes más o menos lobulados, sin depresión interna y con el flanco a barlovento muy tendido en el que se desarrollan dunas parabólicas, transversas y dunas *blowouts* (Fig. 17.9).

Por otro lado, las dunas parabólicas compuestas de tipo alargado, muy abundantes en el campo de dunas de Arévalo en Tierra de Pinares (Fig. 14.3: A) y también observadas en la zona oriental de la Llanura Manchega (Fig. 7.9) se formarían por evolución de un único cuerpo que se estiraría en la dirección del viento dominante y cuyos brazos principales se bifurcarían a su vez mediante profundos surcos de deflación en varios brazos paralelos o subparalelos. En este sentido, todavía se aprecian brazos en un estado de separación incipiente e igualmente con surcos de deflación muy alargados (Fig. 14.3: A, centro-norte).

14.1.3. Posibles formas tipo zíbars en Tierra de Pinares

Como ya se mencionó en el apartado correspondiente a los mantos eólicos, en Tierras de Pinares se han observado depósitos con las características que se han definido para este tipo de formas eólicas (Cook et al, 1973; Kocurek y Nelson, 1986). Los zíbars, en general, son formas eólicas sin caras de avalancha definidas y construidas con predominio de arenas gruesas, de manera que bajo esta definición podrían incluirse las pequeñas formas en domo que aparecen distribuidas a lo largo del manto eólico de Tierra de Pinares.

Estas formas eólicas poco conocidas, se encuentran actualmente en zonas desérticas extremas como puede ser el Sahara central o en zonas ligeramente vegetadas como el sureste de California. En su mayoría son de planta recta, con una ligera curvatura y formando ángulos de 90º con la dirección de los vientos de mayor intensidad observados en estas zonas y que son los únicos capaces de mover arena gruesa (Warren, 1972; Lancaster, 1983). Otros muchos zíbars tienen formas parabólicas y se denominan zíbars parabólicos, habiéndose descrito en el Mar de Arena de Jafurah situado al este de Arabia Saudí (Anton y Vicent, 1986), en Wyoming (Gaylord y Dawson, 1987) y en la región Australiana de Mallee en Nueva Gales de Sur (Bowler y McGee, 1978). En estos casos, las formas parabólicas de los zíbars es menos alargada y más simétrica que en las dunas parabólicas vegetadas.

El mecanismo de formación propuesto por Warren (1972), consiste en que los zíbars parabólicos serían secciones linguoides de dunas transversas sinuosas, cuya

forma se habría pronunciado en áreas con concentración de arenas gruesas, las cuales se canalizarían a lo largo de las secciones barjanoides hasta depositarse en las zonas linguoides, las cuales irían creciendo progresivamente, mientras que las arenas más finas se irían quedando hacia sotavento. Al contrario que en las dunas convencionales, se piensa que no hay flujo de separación en la cara a sotavento de los zíbars y que las arenas gruesas producirían pendientes más suaves (Howard *et al*., 1978; Tsoar, 1978; Tsoar y Møller, 1986). Los modelos de simulación de dinámica dunar indican que, a medida que se incrementa el tamaño del grano o se aumenta la velocidad del viento a partir de un cierto umbral, se producen dunas con pendientes a sotavento más suaves (Howard *et al.*, 1978). La mayoría de los zíbars a nivel mundial son activos, incluso cuando están cubiertos por vegetación dispersa, debido a los fortísimos vientos a los que se ven sometidos (Kocurek y Nielson, 1986; Breed *et al.*, 1987).

En Tierra de Pinares, también se han cartografiado y estudiado en campo formas transversas y parabólicas muy abiertas de tipo media luna, como las situadas al norte de Nava de la Asunción (Figs, 8.18: sur y 12.2), en el suroeste del campo de dunas de Arévalo (Fig. 8.23) o en Adanero (mapa geomorfológico del Anexo 5: extremo sur) que tienen laminaciones con granulometrías heterogéneas y con predominio de arenas gruesas, e incluso gravas muy finas y finas, así como estructuras internas en forma de estratificación cruzada planar de bajo-medio ángulo (Fig. 11.4), lo cual señala la ausencia de caras de avalancha efectivas, aunque si habría un transporte de los granos de arena por arrastre y saltación de manera que se depositan en la cara a sotavento formando laminaciones de bajo ángulo. Aunque según Tsoar (1978) los zíbars no tendrían laminaciones internas, las formas eólicas observadas en Tierra de Pinares que precisarían de fuertes vientos para su construcción, concordarían con el resto de características descritas para los zíbars rectilíneos y parabólicos.

14.1.4. Dunas transversas

Son aquellas que se disponen se disponen de forma perpendicular a los vientos dominantes. Los análisis estadísticos en SIG sobre las formas dunares, señalan que las dunas transversas representan únicamente el 16 % de las formas cartografiadas en Tierra de Pinares (tabla 8.18), mientras que en la Llanura Manchega serían aproximadamente el 9 % del total (tabla 7.1). Además, en los campos de dunas de la campiña de Tierra de Pinares se encuentran con frecuencias que varían entre el 33% de Coca y el 18.4 % de Mudrián, mientras que apenas están representadas en los campos de dunas de situados sobre los páramos, quizás por el menor aporte de sedimento que impide que las dunas

transversas alcancen un tamaño crítico a partir del cual se mantengan y crezcan, o a su rápida degradación hacia otras formas dunares preferentemente parabólicas como consecuencia de un determinado régimen de vientos y la presencia de vegetación.

En los campos de dunas estudiados en Tierra de Pinares, la sinuosidad natural de las dunas transversas que les confiere un aspecto linguoide-barjanoide (Cooke *et al.*, 1993) puede llegar a estar muy acentuada, e incluso tender hacia formas parabólicas compuestas en escalera (Fig. 14.3: D, centro). La existencia de dunas transversas con elevada sinuosidad, sugiere un papel activo de la vegetación en la formación de estas morfologías, ya que la presencia de vegetación en las zonas a sotavento de las dunas, produciría el frenado y el movimiento desigual de los frentes de avance dunar. En el caso de La Mancha, este tipo de dunas presentan un trazado más recto aunque los flancos a barlovento suelen aparecer muy retocados por procesos de deflación (Fig. 7.4).

Algunos autores proponen la formación de las dunas transversas de Tierra de Pinares como producto del avance de formas parabólicas sobre fondos húmedos de tipo lacustre, de manera que la lámina de agua superficial frenaría el avance del frente o nariz de la duna parabólica y posteriormente los brazos seguirían en movimiento hasta alcanzar el fondo, de manera que el resultado sería una duna de trazo más o menos rectilíneo y alineada con el fondo lacustre (Temiño *et al.*,1997; García-Hidalgo *et al.*, 2002 y 2007).

Si bien, la anterior hipótesis puede ser perfectamente válida para algunas de las formas transversas presentes en la zona más oriental de Tierra de Pinares con abundante presencia de fondos húmedos, no explicaría la formación de dunas transversas en otras zonas de Tierra de Pinares en las que dichos fondos húmedos no están presentes como es el caso de los campos de dunas de Arévalo, Coca, La Parrilla y Montemayor de Pililla, estos dos últimos sobre los páramos miocenos donde los niveles freáticos superficiales son totalmente inexistentes (Cap. 4, Apdo. 4.2.1.2).

Asimismo, si la presencia de los fondos húmedos fuera determinante en la formación de las dunas transversas estas deberían ser más abundantes en los campos de dunas orientales de la campiña de Tierra de Pinares (Mudrián, Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y Cantalejo), y esto no es así, ya que como se determinó en los análisis estadísticos sobre las tipológías dunares (Cap. 8: tablas 8.12, 8.14 y 8.16), las dunas transversas se presentan en estas zonas con una frecuencia aproximada del 18-22 %, mientras que en los campos de dunas de Arévalo y Coca (Cap. 8: tablas 8.8 y 8.10), aparecen con una frecuencia del 21 y 33 % respectivamente.

14.1.5. Dunas de tipo longitudinal

Las dunas longitudinales son formas alargadas en paralelo a la dirección del viento dominante. Estas formas son escasas en las zonas investigadas de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega, siendo algo más frecuentes y con mayor desarrollo en altura y longitud (hasta 2 km de longitud y 10-12 m de altura) en la Llanura Manchega centro-occidental (Figs. 7.4 y 7.5, mapa geomorfológico del Anexo 3).

Estas morfologías se podrían clasificar como *sand ridges* o *vegetated linear dunes* (Tsoar y Møller, 1986), originadas por vientos con una dirección principal y en las que la vegetación interviene como elemento activo en la formación dunar. Pero la disposición y relación de algunas de estas morfologías con otras formas dunares (Fig. 14.3: D, borde sureste del campo de dunas), también sugiere que son el producto de la degradación de dunas parabólicas alargadas por avance y deflación del frente convexo (Fig. 14.10: evolución de duna parabólica alargada) mientras que los brazos fijados por la vegetación se transformarían en dunas de aspecto longitudinal (Bernat Rebollal y Pérez-González, 2005 y 2008).

14.1.6. Dunas arcillosas y *lunettes*

Los estudios texturales para las dunas limo-arcillosas de la Llanura aluvial de San Juan (Llanura Manchega) junto con las observaciones morfológicas, han permitido caracterizar formas similares a *lunettes* a sotavento de playas arcilloso-salinas como las descritas por diversos autores (Hills, 1940; Bowler, 1973; Bowler y McGee, 1978; Holliday, 1997; Lawson y Thomas, 2002) y, al igual que otras *clay-dunes*, estas se habrían formado por la exposición a los vientos prevalentes de playas estacionales con sedimentos salinos y arcillosos (Figs. 7.6 y 14.6), de manera que el viento produciría el arranque y transporte de micropoliedros salinos y limo-arcillosos formados en la superficie durante la estación seca (Huffman y Price, 1949; Price, 1963 y 1968; Bowler, 1973; Goudie y Wells, 1995), depositándolos en el borde del fondo a sotavento, donde se acumularían paulatinamente y adquirirían forma de media luna más o menos acentuada.

Hay que destacar que estas morfologías serían exclusivas de la mancha limo-arcillosa de la Llanura Manchega centro-occidental (Fig. 7.3-1). Su propia naturaleza limo-arcillosa y el efecto cohesivo que estas partículas ejercen, hace que este tipo de dunas tengan una movilidad limitada y permanezcan prácticamente fijadas desde su

formación a sotavento del fondo tipo playa que las originó. En algunos casos las morfologías de estas dunas arcillosas pueden ser muy abiertas y con trazas prácticamente rectilíneas debido a las formas rectas de los bordes de las playas asociadas (mapa geomorfológico del Anexo 3: norte de Cerro Mesado).

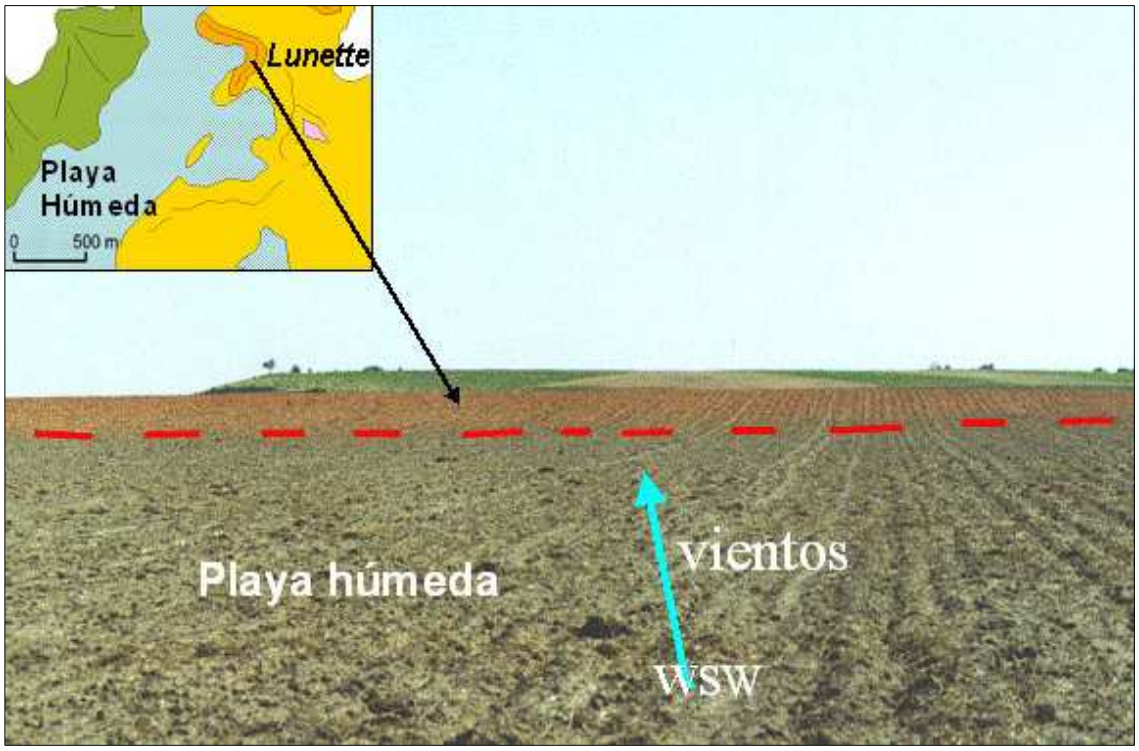


Figura 14.6. *Lunette* (forma de media luna) con tonos anaranjados en los depósitos limo-arcillosos y depósitos de playa (colores grises) a barlovento. Límite occidental de la llanura aluvial de San Juan (La Mancha).

En cuanto al resto de variadas morfologías limo-arcillosas que se han descrito en la Llanura aluvial de San Juan (Cap. 7, Apdo. 7.3.3.1), lo más probable es que los productos arcillosos originados por deflación de las playas actuales cubriesen dunas de arena y mantos eólicos pre-existentes, de la misma manera que arenas recientes cubren topografías arcillosas en el borde sur de la gran mancha limo-arcillosa de San Juan (Fig. 7.5: extremo suroeste).

La comprobación de la naturaleza original de las dunas arcillosas con morfologías variadas (parabólicas de distintos tipos, longitudinales y transversas) presentes en la Llanura Manchega, pasa por realizar calicatas perpendiculares a las trazas dunares que permitan reconocer las estructura sedimentarias y características texturales de estas morfologías eólicas en sus zonas mas internas. Lo que si es cierto, es que la naturaleza de escasa movilidad de las dunas arcillosas hace muy difícil que estas

adopten formas distintas de los mencionados *lunettes* o dunas de obstáculos tipo nebkhas (Price, 1963 y 1968), no habiendo mención alguna de otras variedades morfológicas en la bibliografía revisada hasta la fecha actual.

14.1.7. Barjanes, dunas en domos y dunas en estrella

En Tierra de Pinares, las **dunas barjanoides** con forma de media luna y brazos estirados en la dirección del viento, son muy escasas, de pequeño tamaño y siempre se encuentran en los márgenes a barlovento de los campos de dunas (Figs. 8.35 y 14.3: C, extremo suroeste), por lo que parecen estar asociadas a zonas con un menor aporte de sedimento y muy expuestas a la acción del viento, lo cual dificultaría la permanencia de los granos de arena y su acumulación, tal y como ocurre en los barjanes de zonas desérticas actuales (Tchakerian, 1995; Lancaster, 1995; Livingstone y Warren, 1996). Por el contrario, en la Llanura Manchega no se han descrito ni observado dunas de este tipo.

Asimismo, en las áreas a barlovento de los campos de dunas de Tierra de Pinares, también se observan formas en domo, con un perfil longitudinal convexo y simétrico, de pequeñas dimensiones y sin caras de avalancha definidas. Según García-Hidalgo *et al*. (2002), estas formas en domo podrían constituir fases iniciales de la construcción dunar que posteriormente evolucionarían hacia formas barjanoides y transversas. Formas de este tipo también han sido observadas en la Llanura Manchega por Pérez-González (1982b) al sur de los Arenales de la Moscarda y entre Casas de Charcos y Casas de las Pilas. **Las dunas ovoides o en domo,** son dunas de tipo *bouclier* de la familia de los barjanes (Mainguet, 1976), se forman con vientos muy fuertes y al igual que estos también pueden indicar una limitación en el suministro de arena (Lancaster, 1995).

Las **dunas en estrella,** únicamente se han reconocido en la Llanura Manchega, se trata de formas pequeñas, de escasa altura (1-3 m) y similares a colinas de cimas más o menos redondeadas con brazos irregulares que irradian desde un punto central más elevado (Fig. 14.7). En esta zona, han sido identificadas por Pérez-González (1982b) al sur de Alcázar de San Juan, asociadas a formas cónicas, mientras que al este de Casas de Don Enrique, estarían asociadas a formas parabólicas. En general, estas dunas en estrella indican momentos con una elevada variabilidad del régimen de vientos que contrastaría con la fuerte unidireccionalidad detectada en el corredor manchego de "Casas de de los Pinos-Casas de Haro- Río Júcar", reflejada en las dunas parabólicas

alargadas construidas por los vientos del oeste (Fig. 7.9 y mapa geomorfológico del Anexo 4). Actualmente, estas formas en estrella son prácticamente irreconocibles debido a las labores agrícolas que han degradado enormemente las morfologías originales.

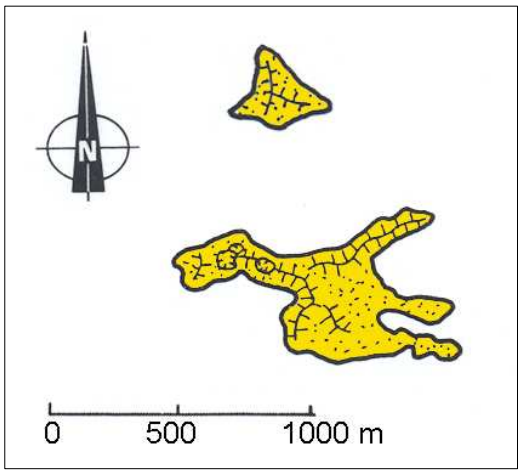


Figura 14.7: Principales dunas en estrella cartografiadas por Pérez-González (1982b) en la Llanura Manchega.

14.1.8. Depresiones erosivas (*blowouts* y surcos de deflación)

En Tierra de Pinares y en la Llanura Manchega, las depresiones de deflación se encuentran tanto en el manto eólico o espacios interdunares como en las caras a barlovento y crestas de las formas dunares. El desarrollo de estas formas erosivas eólicas está relacionado con la cubierta vegetal, de modo que su pérdida produce un descenso de la rugosidad superficial y como consecuencia se incrementa el transporte por el viento de las partículas del suelo (Gutiérrez-Elorza, 2001 y 2005). La vegetación de las partes superiores de las dunas tiende a clarear al sufrir los efectos de períodos de sequía, acentuada por el eficiente drenaje de la arena, por lo que la deflación con formación de *blowouts* se produce preferentemente en estas áreas (Rutin, 1983; Ahlbrandt *et al*., 1983; Thom *et al.*, 1994). En los campos de dunas estudiados, se observa la presencia mayoritaria de *blowouts* en las crestas dunares y flancos a barlovento, en los que aparte del efecto de la vegetación mencionado anteriormente, hay una gran densidad de formas dunares que ejercen de barrera frente al viento, protegiendo a los espacios interdunares poco extensos de los procesos de deflación.

Morfométricamente, tenemos *blowouts* métricos y decamétricos, siendo los más característicos los *saucer-blowouts*, con relaciones ancho-largo de 1:2 a 1:3 y los *trough-blowouts*, con relaciones de 1:4 (Fig. 8.17). En algunos casos, su evolución a

sotavento produce dunas *blowout* con formas parabólicas, mientras que en algunos *trough-blowout* la concentración de la erosión en el final del área a barlovento (Hesp, 2002) produce que estos se alarguen o migren hacia sotavento produciendo largos surcos de deflación o *wind-furrows* (Fig. 14.8), tal y como se aprecia en numerosos depresiones de deflación de las zonas de estudio que presentan formas elípticas con el eje mayor muy alargado (hasta decenas de metros) en las direcciones suroeste-noreste y oeste-este, determinadas por los vientos dominantes del suroeste y oeste, capaces de producir deflación eólica.

Figura 14.8: Surco de deflación o *wind-furrow* sobre arenas eólicas en el Corredor Casas de Haro-Río Júcar de la Llanura Manchega oriental.

Destaca por otro lado en Tierra de Pinares, la presencia de conjuntos de *blowouts* y surcos de deflación, principalmente de dimensiones métricas y decamétricas, estos últimos cartografiables, con crestas compartidas y que configuran una morfología en planta con aspecto de enrejado o parrilla (Fig. 14.9), con depresiones de deflación de profundidades medias de 1 a 1.5 m. Estos conjuntos están formados principalmente por *blowouts* tipo *saucer* con relaciones ancho-largo de 1:2 y pendientes interiores entre 15 y 25º. Aquellos que presentan crestas más agudas y pendientes más pronunciadas, parecen haberse formado bajo una actividad de deflación eólica relativamente reciente. Estas agrupaciones de depresiones erosivas, se observan principalmente en los campos

de dunas de los páramos, Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y Cantalejo (Fig. 8.41), con mayor presencia en las zonas a sotavento, por lo que su origen podría estar ligado al incremento de las turbulencias en el viento al atravesar los campos de dunas.

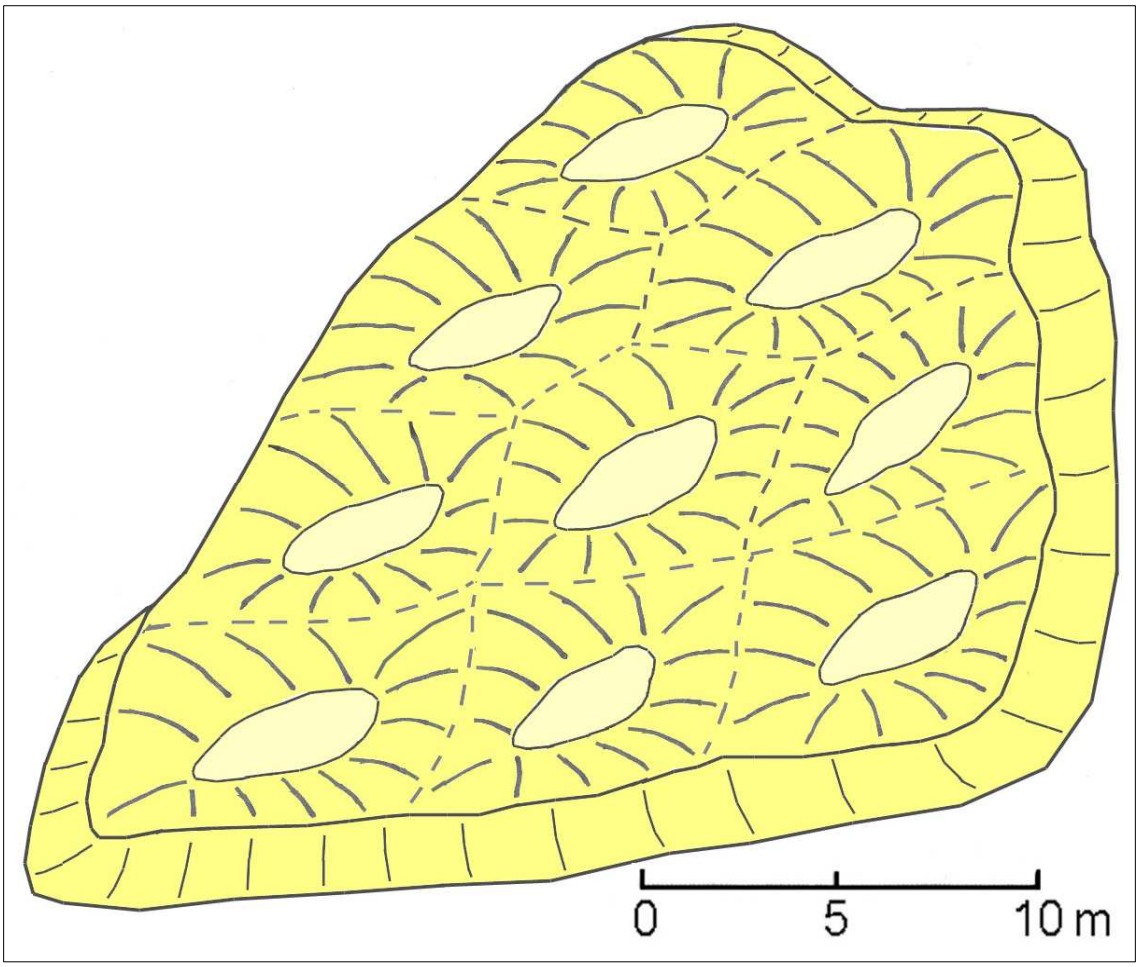


Figura 14.9: Dibujo que representa esquemática un conjunto de *blowouts* de dimensiones métricas formando una estructura en enrejado solo apreciable en el campo y originados por vientos del suroeste. Los fondos de las depresiones erosivas (amarillo claro) se han representado en forma de plano para apreciar mejor sus dimensiones, aunque en realidad tienen una morfología ligeramente cóncava.

Tampoco se puede dejar de resaltar la existencia de al menos una morfología tipo *pan* en la Llanura Manchega centro-occidental, ocupada por un fondo húmedo temporal y rodeada por un cordón de dunas arcillosas hacia el norte, sur y este (Fig. 7.7), lo cual confirmaría el origen del conjunto por evolución de un surco de deflación formado por los vientos del suroeste y su posterior ocupación por una playa que proporcionaría los sedimentos arcillosos que se habrían acumulado a sotavento en forma de *lunette*, de forma similar a la generación de otros *pans* por deflación eólica en zonas desérticas y áridas (Lancaster, 1978; Goudie y Wells, 1995; Eitel y Blümel, 1997).

14.2. ESPACIOS INTERDUNARES Y ORGANIZACIÓN INTERNA DE LOS CAMPOS DE DUNAS EN TIERRA DE PINARES Y LA LLANURA MANCHEGA

14.2.1. Espacios interdunares

Los espacios interdunares son zonas de bajo relieve y topográficamente deprimidas que se encuentran entre las dunas, tienen la misma naturaleza morfológica y sedimentológica que los mantos eólicos, y dependiendo de la presencia o no de zonas con encharcamientos temporales o permanentes, se definen como áreas interdunares húmedas (Fig. 14.10) o secas.

Figura 14.10: Vista aérea de una serie de depresiones interdunares húmedas rodeadas de formas dunares en el campo de dunas de Cantalejo. La flecha en rojo representa al sentido principal de avance de las arenas (de suroeste a noreste). Se aprecian también arenales activos prácticamente sin cubierta vegetal. Cortesía de Andrés Díez-Herrero.

Como se puede observar en las respectivas cartografías de Tierra de Pinares, los campos de dunas desarrollados sobre los páramos (Figs. 8.18, 8.23 y 14.3-A) y la parte occidental de la campiña (Figs. 8.18, 8.23 y 14.3-A) carecen de áreas interdunares

húmedas, sin embargo, estas se incrementan a medida que nos desplazamos por las zonas de campiña hacia el este. Así, los campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuellar (Figs. 8.29, 8.30, 8.33, 8.35, 14.3-B y 14.3-C) y el de Cantalejo (Figs. 8.37 y 8.41) contienen excelentes ejemplos de áreas interdunares húmedas, con formación de navas y lagunas como las de Navalayegua, Navalmarzo, Navalagrulla, La Tenca y El Carrizal.

Las morfologías de algunos de los fondos húmedos con navas o lagunas en Tierra de Pinares, sugieren que pudieran ser producto de la deflación eólica ya que tienen claramente un eje mayor en la dirección de los vientos dominantes del suroeste u oeste (Figs. 8.37, 8.41 y 14.10), en concordancia con las formas dunares y estructuras sedimentarias analizadas.

En la Llanura Manchega, algunas depresiones húmedas también podrían ser producto de la deflación eólica, al igual que en Tierra de Pinares. Más concretamente en el sector de dunas arcillosas de la Llanura aluvial de San Juan (Fig. 7.3-1 y mapa geomorfológico del Anexo 3), destacan depresiones interdunares de tipo húmedo con formación de playas salinas, algunas de las cuales tienen forma elíptica con el eje mayor en la dirección de los vientos dominantes, como es el caso de la laguna de Cerro Mesado o la playa de Casas de Peribáñez (Fig 7.7).

Los fondos húmedos alineados con la dirección de los vientos dominantes, pueden tener un origen mixto en la interacción entre los procesos de deflación eólica y los procesos lacustres, debido a la fluctuación estacional de los niveles freáticos próximos a la superficie que se habría producido en ambos dominios geográficos, con la extensión y profundización de las depresiones en los períodos secos por efecto de la deflación eólica.

14.2.2. Organización interna y zonación de los campos de dunas

En la Llanura Manchega las formas dunares se distribuyen de forma irregular y sin un patrón definido en su diferenciación morfológica a lo largo de las principales agrupaciones de dunas. Únicamente se aprecia que los campos de dunas son más abiertos en la Llanura aluvial de San Juan (mapa geomorfológico del Anexo 3), mientras que en la Llanura Manchega oriental (mapa geomorfológico del Anexo 4) los campos de dunas son más pequeños pero más cerrados y con mayor contacto entre las diferentes formas dunares.

Por el contrario, en Tierra de Pinares si se observa una zonación en la distribución de las formas de acumulación. Así, el análisis morfológico y sobre la distribución de las tipologías dunares permite establecer una serie de sectores con características geomorfológicas comunes en casi todos los campos de dunas del sureste de la Cuenca del Duero

Márgenes a barlovento (oeste y suroeste).

En estas zonas predominan las dunas simples de pequeñas dimensiones, cuya morfología sería mayoritariamente parabólica y transversa, aunque también existirían formas en domo y algún barján. Los espacios interdunares serían abiertos y amplios en relación con el tamaño de las dunas.

Áreas centrales

En las áreas centrales de los campos de dunas suelen encontrarse las dunas de mayor tamaño, con anchuras de varios cientos de metros, y alturas en algunos casos de hasta 20-24 m. Las dunas son en su mayoría parabólicas y transversas de tipo sinuoso. Los espacios interdunares, en relación al tamaño dunar, son proporcionalmente más reducidos que en el margen a barlovento y suelen estar parcial o totalmente cerrados por el contacto entre dunas.

Márgenes *a sotavento (este y nordeste)*

Existen numerosas obliteraciones y superposiciones entre los diferentes cuerpos que producen conjuntos de dunas y formas de mayor complejidad (Ej.: rampas parabólicas complejas), así como la reducción de los espacios interdunares que llegan incluso a desaparecer por el elevado amontonamiento de dunas. En las zonas más alejadas de los márgenes a sotavento, cuando hay una continuidad de los mantos arenosos, se vuelve a producir de nuevo la dispersión de las dunas y la reducción del tamaño de las mismas.

14.3. MODELO DE EVOLUCIÓN DUNAR EN LOS CAMPOS DE DUNAS DE TIERRA DE PINARES

Las diferentes características morfológicas de las dunas observadas en la mayoría de los campos de dunas de Tierra de Pinares, permiten sugerir un modelo de evolución dunar, con diferentes fases (Fig. 14.11) que quedan reflejadas en los sectores de los campos de dunas diferenciados en el capítulo anterior. La gran extensión del campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar, hace que sea el sector idóneo de Tierra de Pinares donde se pueden apreciar la mayoría de las fases y procesos descritos a continuación.

1- Formación de domos y dunas *blowout*

En esta fase se crean las formas originales, a partir de las cuales surge el posterior desarrollo dunar de los campos de dunas (Fig. 14.11: zona a barlovento).

En las zonas a barlovento de los arenales se formarían inicialmente pequeñas dunas en domo a partir de pequeña irregularidades del terreno u obstáculos como la vegetación que producirían acumulaciones de arena en forma de nebkhas. Así mismo, las turbulencias eólicas producirían pequeñas depresiones de deflación en los arenales y posteriormente se formarían dunas *blowout* por deflación eólica y acumulación de arenas en forma de semicírculo a sotavento de la depresión originada por los vientos.

2- Diferenciación morfológica

Se trata de una fase de diferenciación morfológica que produce a partir de las formas originales nuevas y más variadas tipologías dunares (Fig. 14.11: zona central).

Con el tiempo, las dunas en domo crecerían y tenderían a presentar una mayor asimetría, empezando a mostrar una clara cara de avalancha a sotavento. En las zonas con mayor aporte de sedimentos, algunas de estas formas crecerían en altura y se irían ensanchando y abriendo progresivamente para transformarse en dunas de tipo transverso, mientras que en las zonas con menor aporte de sedimentos y/o vientos muy intensos se transformarían en pequeños barjanes con las alas apuntando hacia sotavento. Por otro lado, las dunas *blowout* evolucionarían, en unos casos alargándose la depresión de deflación y en otros aumentando la acumulación de arenas a sotavento creciendo y estirándose la acumulación de arenas en semicírculo, lo cual daría lugar a una dunas

parabólicas de pequeño tamaño con una cara de avalancha definida a sotavento y que serían preferentemente de tipo *lobate* en "V".

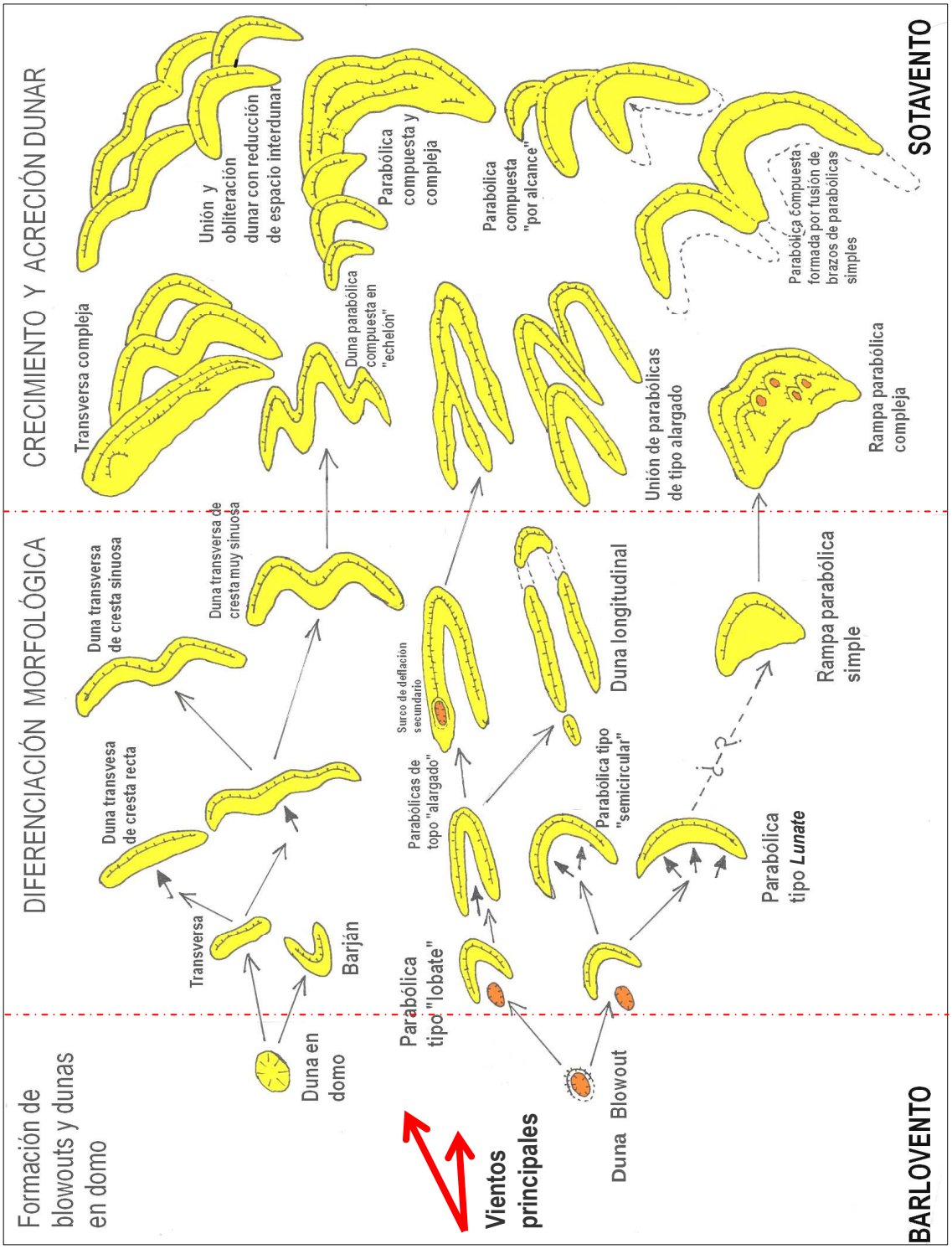


Figura 14.11: Esquema evolutivo de las formas dunares de Tierra de Pinares con las principales tipologías dunares y las diferentes fases evolutivas propuestas. Al tratarse de un esquema conceptual no hay escala y las dimensiones son relativas. Vientos en dunas: flechas negras.

Las dunas transversas serían inicialmente de cresta recta, pero durante su crecimiento, ante la presencia de vegetación en las zonas a sotavento y el avance desigual en las caras de avalancha, tenderían a formas sinuosas en algunos casos más pronunciadas y con sectores muy linguoides o lobulados.

En cuanto a la dunas parabólicas, las de tipo *lobate* podrían evolucionar bajo un régimen de intensos vientos unidireccionales hacia dunas parabólicas alargadas en U con los brazos paralelos y con la nariz semicircular que a su vez podría estirarse progresivamente como pasa por ejemplo en el campo de dunas de Arévalo (Fig. 14.3-A). El avance a mayor velocidad de la nariz o frente parabólico, produciría su separación de los brazos que se quedarían aislados y rápidamente serían fijados por la vegetación adoptando un aspecto de duna longitudinal. Este avance a mayor velocidad del frente dunar respecto los brazos, sería favorecido por una mayor cubierta vegetal de los brazos en momentos climáticos de mayor humedad.

Por otro lado, las dunas parabólicas iniciales, bajo regímenes de viento de direcciones más variables producirían una evolución dunar hacia formas parabólicas semicirculares o de media luna (*lunate*). Estas últimas, ante la presencia de mayor cubierta vegetal en su cara a barlovento, podrían evolucionar hacia rampas parabólicas simples sin un surco central definido, y que en el caso de Tierra de Pinares tendrían un frente de poca altura y un flanco a barlovento muy tendido.

3- Crecimiento y acreción dunar

En esta fase se produce un crecimiento generalizado de las formas dunares y el incremento de la mayor complejidad morfológica de las mismas, además se producen numerosas uniones, alcances y solapes entre formas dunares de la misma o distinta topología que dan lugar al amontonamiento dunar, a la reducción de los espacios interdunares (llegando incluso a desaparecer) y al cierre total o parcial de la mayoría de estos espacios deprimidos respecto el relieve dunar, en un proceso generalizado de acreción dunar (Fig. 14.11: zona a sotavento).

Las dunas transversas más rectas incrementan su tamaño a lo largo, ancho y alto de manera que sobre los flancos a barlovento se pueden adosar pequeños frentes transversos que dan lugar a crestas de menor altura que la principal, o también se pueden generar dunas *blowout* que progresan y se convierten en pequeñas dunas parabólicas adosadas al la forma principal, constituyendo en conjunto formas complejas. En cuanto a las formas transversas sinuosas, estas pueden acentuar su sinuosidad y

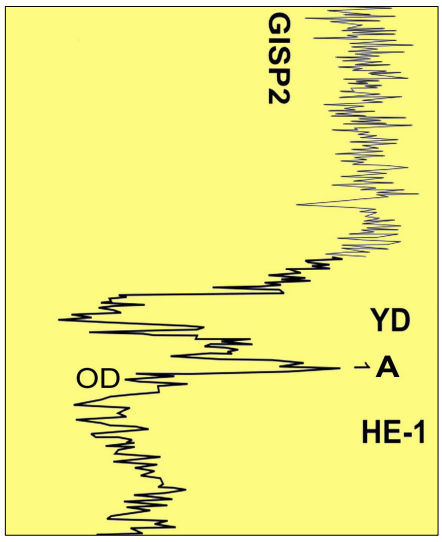
producirse avances diferenciales hacia sotavento de los frentes convexos, mientras se produce un retraso de las zonas linguoides, hasta transformarse prácticamente en formas parabólicas compuestas en escalera o *echelon*.

Lógicamente, las dunas parabólicas también continúan evolucionando. Así, las alargadas simples con surcos de deflación formados sobre sus brazos pueden sufrir la profundización, alargamiento y ensanche de los mismos por deflación eólica, hasta que la migración dunar a sotavento acaba abriendo los surcos de deflación a barlovento, dando lugar al desdoblamiento del brazo o brazos originales y confiriendo a la duna un aspecto de duna parabólica compuesta alargada, tal como se mencionó que ocurría en campo de dunas de Arévalo (Cap. 8, Apdo. 8.4.2.3). Otras dunas parabólicas simples, bien alargadas, semicirculares o *lobate*, podrían unirse entre si, formando dunas parabólicas compuestas, mediante alcances entre los cuerpos dunares debido a las distintas velocidades movimiento o bien por fusión de los brazos de las dunas que crecen abriéndose progresivamente a medida que se mueven en paralelo con velocidad similar (Fig. 14.11: Sotavento inferior).

Por otra parte, las rampas parabólicas simples podrían crecer y evolucionar hacia formas complejas, de manera que en su flanco a barlovento habría una sucesión de crestas parabólicas, pequeñas dunas *blowout* y transversas. Estas dunas, en el caso concreto de Tierra de Pinares, tienen un flanco a barlovento muy tendido, en el que a veces es difícil determinar cual es el frente o cresta principal, sobre todo cuando éste se va superponiendo a otras formas dunares de distinta o de similar tipología durante el proceso de acreción dunar.

Finalmente, durante esta fase también se produciría la unión de dunas parabólicas simples con otras parabólicas o transversas de tipo complejo, de manera que como resultado final tendríamos dunas compuestas-complejas, normalmente constituidas por un cuerpo principal complejo de gran tamaño y con formas menores fusionadas a éste (Fig. 14.11: Sotavento central).

15. Análisis geocronológico de los depósitos eólicos del interior peninsular



15.1. INTRODUCCIÓN

Aparte de las nuevas dataciones obtenidas en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega mediante TL-OSL y radiocarbono (^{14}C-AMS) que se exponen en el capítulo 13 de esta Tesis, algunas de ellas ya publicadas en trabajos anteriores (Bernat Rebollal y Pérez-González, 2005 y 2008), en la Llanura Manchega también existen cronologías obtenidas por otros autores mediante técnicas de luminiscencia (Rendell *et al.* 1994 y 1996, Díez-Herrero y Bateman, 1998; Bateman y Díez-Herrero,1999 y 2001, Díez-Herrero *et al.*, 2002). En este trabajo, también se tienen en cuenta otras dataciones obtenidas en Tierra de Pinares mediante radiocarbono convencional y ^{14}C-AMS de momentos de estabilización eólica con formación de horizontes edáficos (Temiño *et al.*, 1997; García-Hidalgo *et al.*, 2002 y 2007), así como seis nuevas dataciones por OSL realizadas por Bateman en el *Sheffield Centre for International Drylands Research* (Bernat Rebollal *et al*., 2011) de muestras recogidas en formas dunares de la Llanura Manchega.

Debido a la importancia de analizar todos estos datos cronológicos en conjunto, se han representado gráficamente las 71 dataciones realizadas hasta la fecha en las dos zonas de estudio (Fig. 15.1), 51 por TL-OSL y 20 por radiocarbono (convencional y ^{14}C-AMS) junto con la curva GISP2 que representa la variación isotópica δ^{18}O en sondeos de hielo en Groenlandia (Walker *et al.*, 1999). Esta representación gráfica de las dataciones obtenidas (Fig. 15.1), junto con la información extraída de estudios palinologícos, estratigrafía de eventos, cronologías glaciares del Sistema Central y de datos climáticos históricos, permite analizar y proponer con mayor exactitud los períodos de actividad y estabilización eólica en el centro peninsular y su correlación con los paleoventos climáticos a nivel local y global.

En este análisis, se tienen en cuenta las dataciones realizadas en depósitos eólicos de otros ámbitos geográficos distintos de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega, como son las acumulaciones de loess en el valle medio del río Tajo, las pequeñas manchas de arenas eólicas de la región central de la depresión Ebro y el manto eólico asociado al valle del río Guadiana en Extremadura. También, se examina la actividad eólica del litoral Atlántico andaluz y sus posibles relaciones con el centro peninsular.

Igualmente, los trabajos con datos históricos y arqueológicos de los diversos asentamientos humanos en las zonas de estudio permiten conjeturar la posible influencia antrópica en el medio natural y por tanto en la actividad eólica, en lo que sería el inicio de una nueva vía de investigación a seguir en el futuro.

15.2. ANÁLISIS GEOCRONOLÓGICO DE LOS DEPÓSITOS EÓLICOS DEL CENTRO PENINSULAR Y RELACIÓN CON LOS PALEOEVENTOS CLIMÁTICOS DEL CUATERNARIO RECIENTE Y HOLOCENO

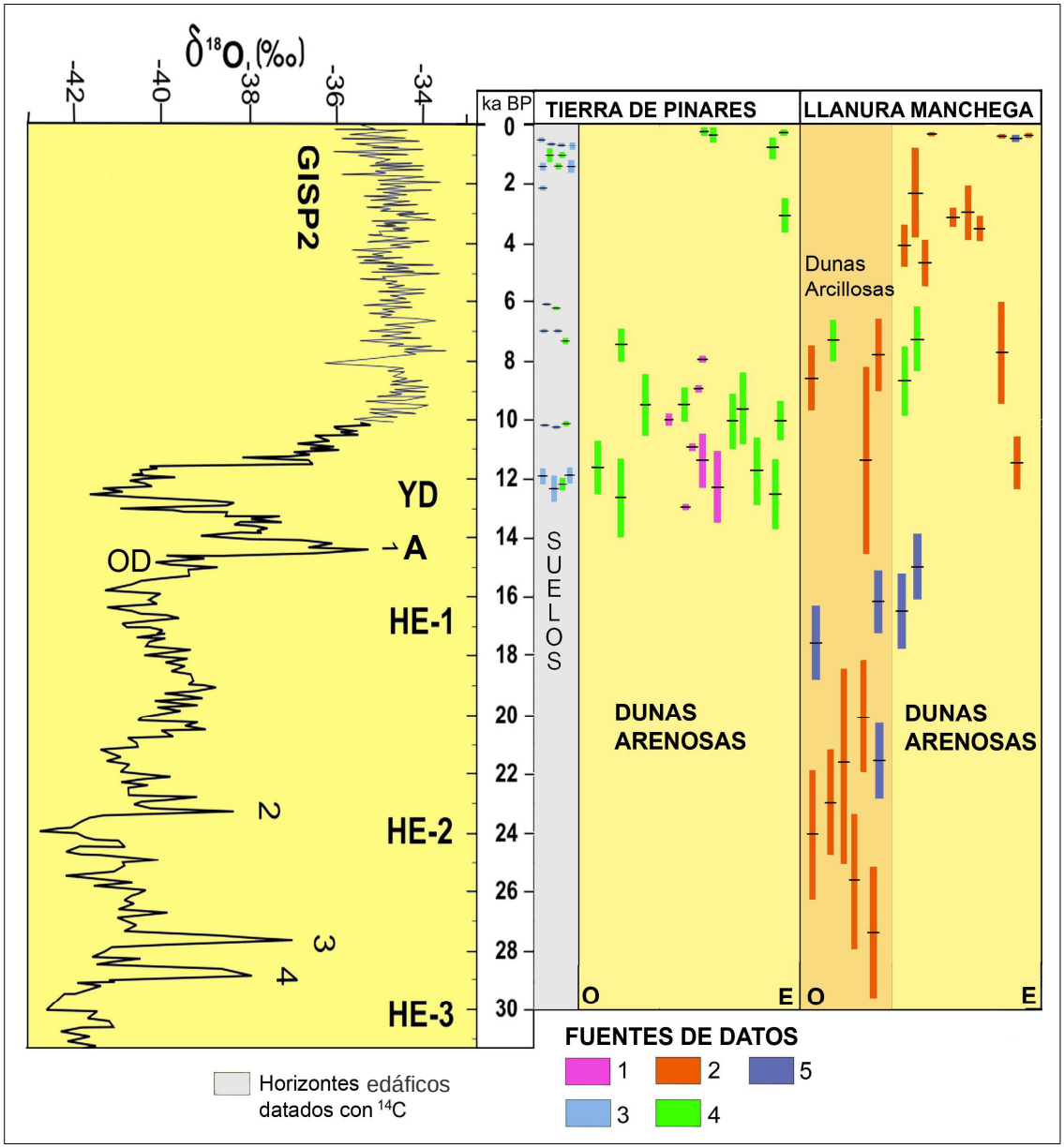


Figura 15.1. Cronologías de los depósitos eólicos y suelos asociados de Tierra de Pinares y La Mancha. Fuentes de datos: 1- Díez-Herrero y Bateman, 1998; Bateman y Díez-Herrero, 1999 y 2001; Díez-Herrero *et al.*, 2002; 2- Rendell *et al.*, 1994 y 1996; 3- Temiño *et al.*, 1997 y García-Hidalgo *et al.*, 2007; 4- Bernat Rebollal y Pérez-González (2005 y 2008); 5- Bateman (Bernat Rebollal *et al.*, 2011). Las líneas verticales de colores muestran el rango de valores de las dataciones mientras que la línea negra horizontal representa el valor central de las mismas. La curva GISP2 representa la variación isotópica $\delta^{18}O$ en sondeos de hielo en Groenlandia (Walker *et al.*,1999). HE: Eventos *Heinrich*; A: interestadial GI-1 (*Bölling-Allerød*); OD: estadial GS-2a (*Oldest Dryas*); YD: estadial GS-1 (*Younger Dryas*). Los números 1, 2, 3 y 4 señalan los interestadiales (momentos más cálidos) durante el final del Pleistoceno Superior.

15.2.1. Contexto climático y ambiental de los depósitos eólicos

En general, las cronologías de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega (Fig. 15.1) apuntan a su formación principal durante el período de transición Tardiglaciar-Holoceno, al igual que otros depósitos eólicos del centro y norte de Europa (Castel *et al.*, 1989; Kasse, 2002).

Este período tuvo una alta variabilidad climática definida isotópicamente en la secuencia GRIP (Walker *et al.*, 1999), también reflejada en los sondeos marinos de Alborán, el Golfo de Cádiz y el margen del noroeste Ibérico (Cacho *et al.*, 2001; Sánchez-Goñi *et al.*, 2002; Sánchez-Goñi y D'Errico, 2005; Moreno *et al.*, 2007; Fletcher y Sánchez-Goñi, 2008) y estaría caracterizada por la ciclicidad natural de los eventos *Heinrich* (HE's) y las oscilaciones *Dansgaard-Oescher* (D-O), de manera que los períodos más cálidos o interestadiales quedarían enmarcados por períodos fríos de mayor duración e intensidad, conocidos como estadiales. Así, el centro de cada evento *Heinrich* (cuando la producción de hielo cargado de sedimentos del casquete canadiense es máxima) y el máximo de los estadiales D-O, se correspondería con períodos fríos y áridos en el interior peninsular (Sánchez-Goñi *et al.*, 2002; Sánchez-Goñi y D'Errico, 2005; Fletcher y Sánchez-Goñi, 2008), hecho también demostrado mediante estudios palinológicos y de estratigrafía de eventos en el centro peninsular (García Antón *et al.*, 1986; Ruiz Zapata *et al.*, 2000, 2003a y b; Vegas, 2007; Vegas *et al.*, 2003 y 2008). De acuerdo con estos estudios, los cambios en la vegetación se realizarían como respuesta casi simultánea a las oscilaciones climáticas, tanto en las áreas montañosas como en zonas de baja altitud, de manera que durante los períodos fríos se limita el desarrollo del bosque y se produce un aumento de la vegetación herbácea y arbustiva de tipo estepario. Asimismo, al igual que el final del Pleistoceno Superior, el Holoceno también estaría caracterizado por la sucesión de cambios climáticos rápidos (Mayewski *et al.*, 2004) que se reflejarían sobre la vegetación (Fletcher y Sánchez-Goñi, 2008) y en consecuencia sobre la actividad de los sistemas eólicos.

Los pulsos fríos y cálidos del Cuaternario reciente, también han quedado reflejados en las morfologías y depósitos glaciares de la Sierra de Gredos y el Macizo de Peñalara en el centro de la Península Ibérica. Las dataciones recientes mediante el isótopo cosmogénico ^{36}Cl de los depósitos morrénicos, campos de bloques y superficies pulidas de estos dos macizos montañosos, dan como resultado una serie de fases de estabilización y retroceso glaciar bien diferenciadas (Palacios *et al.*, 2010 y 2011). Así, nos encontramos con un avance máximo de los glaciares alrededor de 26.4 ka BP, algo

más temprano del último máximo glacial (LGM) a nivel global. Este máximo avance es seguido de un período de estabilización entre los 20 y 19 ka BP. Posteriormente, se produce un claro retroceso glaciar generalizado que comienza en los 19 ka BP y que se acelera entre los 16 y 15 ka BP, con un posible pequeño avance reflejado en las superficies pulidas de la cabecera del circo de Peñalara en torno a los 11.7 ka BP, coincidente con la fase fría del estadial GS-1 (Younger Dryas: YD).

15.2.2. Análisis geocronológico de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega. Relación de la actividad eólica con los paleoeventos climáticos del Cuaternario reciente y Holoceno

Las dataciones por luminiscencia (TL-OSL) de las dunas arenosas en Tierra de Pinares y en la zona oriental de La Mancha (Fig. 15.1: amarillo) indican que el principal desarrollo dunar tuvo lugar entre los 13.5 y 7 ka BP, coincidiendo con la fase frías y árida del estadial GS-1 (YD: 12.6-11.5 ka BP) y el período de enfriamiento que tuvo lugar en el Holoceno temprano-medio entre los 9 y 8 ka BP (Walker *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 2001; Mayewski *et al.*, 2004), intervalo este último que supuso un enfriamiento generalizado en las latitudes medias-altas pero con retraimiento de los glaciares en zonas como los Alpes debido al incremento de la aridez (Mayewski *et al.*, 2004), disminución de la humedad ambiental que también parece registrarse en zonas lacustres del noroeste del Sistema Ibérico (Vegas *et al.*, 2003; Vegas, 2007). Además, en La Mancha se registra actividad eólica con formación de dunas arenosas durante el intervalo 17-14.5 ka BP que coincidiría aproximadamente con los momentos de mayor enfriamiento asociados a los eventos HE-1 (*Heinrich*) y GS-2a *(Oldest Dryas)*, este último, definido entre los 15.5-14.7 ka BP en el interior peninsular e interrumpido por un interestadial más cálido y húmedo denominado GI-1 (*Bölling-Allerød*). Este interestadial GI-1, aconteció entre los 14.7 y 12.8 ka BP en la Península, donde se detectan claramente dos pulsos cálidos (GI-1e, GI-1a) y una fase fría intercalada (*Older Dryas:* GI-1d) entre los 14 y 13.5 ka BP (Ruiz Zapata *et al.*, 2000, 2003a y b; Vegas *et al.*, 2003; Vegas, 2007).

En cuanto a las dunas arcillosas de La Mancha (Fig. 15.1: naranja claro), estas se acumularon principalmente entre los 29.5 y 15 ka BP, coincidiendo en el tiempo con el final del evento HE-3, los eventos HE-2 y HE-1 y con el estadial GS-2 (subestadiales GS-2c, GS-2b y GS-2a: *Oldest Dryas*). Tras una breve interrupción, durante los 15-14 ka BP (GI-1e: *Bölling*), se vuelven a formar dunas arcillosas, probablemente en el breve *Older Dryas* (GI-1d), durante el estadial GS-1 (YD) e igualmente en el período de

enfriamiento del Holoceno temprano-medio, entre los 9 y 8 ka BP (Walker *et al.*, 1999; Cacho *et al.*, 2001; Mayewski *et al.*, 2004). Hay que señalar que la formación de las dunas arcillosas, coincide entre los 15.5 y 7 ka BP con la generación de dunas arenosas, de las que curiosamente no se encuentran depósitos anteriores a los 18 ka BP en ninguna de las dos zonas de estudio, con la excepción del depósito dunar enterrado de Coca, datado en 25 ka BP. Esta ausencia de dunas arenosas anteriores a los 18 ka BP, podría deberse a la alta erodabilidad y movilidad de las arenas que habría impedido la conservación de dunas arenosas anteriores a estas fechas, al contrario que las dunas con altos contenidos en arcillas, las cuales proporcionan una baja erodabilidad y movilidad, por lo que permanecen prácticamente intactas desde el momento de su formación.

Aparentemente, a partir de los 6.5 ka BP no se forman más dunas arcillosas, coincidiendo con una condiciones climáticas de mayor humedad en el interior del continente europeo (Mayewski *et al.*, 2004), tendencia también observada en zonas lacustres del oeste de la Península Ibérica (Wanner *et al.*, 2008) y que podría haber alterado las condiciones hídricas de las playas salinas de la Llanura Manchega centro-occidental, disminuyendo la generación de partículas limo-arcillosas.

En ambos dominios geográficos, las dataciones por TL-OSL indican que hay un nuevo período de actividad eólica con formación de dunas arenosas en el Holoceno reciente, con actividad eólica entre los 5 y 2 ka BP. Durante este intervalo de tiempo se detectan avances generalizados de los glaciares en todo el mundo y la variabilidad climática es la tónica general, pero con una clara tendencia hacia las condiciones actuales (Wanner *et al.*, 2008), por lo que la influencia climática en estas reactivaciones es más incierta. Hay que señalar que alrededor de los 5 ka BP, en otras zonas de la Península, como el estuario del Guadiana en el Algarve, se detectan episodios de extrema aridez a través de análisis polínicos (Fletcher *et al.*, 2007) que parecen correlacionarse con los eventos fríos de los ciclos Bond (Bond, 1997; Bond *et al.*, 2001). Este período de actividad eólica entre los 5 y 2 ka BP, también coincide con los cambios en los usos del suelo que tuvieron lugar durante los períodos Neolítico, Edad de los Metales e inicios de la romanización en la Península Ibérica, entre el 5 milenio y el siglo I A.C. (Arribas, 1967; Fortea Pérez y Oliver Martí, 1977; Guiliane, 1980), que en La Mancha se refleja a través de los numerosos asentamientos ya fortificados desde la Edad del Bronce, relacionados con explotaciones agrícolas intensivas de tipo mediterráneo (Martín *et al.*, 1993; Nájera y Molina, 2004; Molina *et al.*, 2005).

Finalmente, la última reactivación eólica de consideración, se produce entre los 0.5-0.150 ka BP, coincidiendo con la Pequeña Edad del Hielo registrada en Europa

entre los siglos XV y XVIII (Crowley y Kim, 1999; Crowley y Lowery, 2000; Jones *et al.*, 1998; Mann *et al.*, 1998 y 1999), intervalo de tiempo con avances generalizados de los glaciares en el hemisferio Norte y caracterizado por una variabilidad climática mayor que ninguna otra del Holoceno (Mayewski *et al.*, 2004) que en el interior de la península Ibérica, aparte del descenso medio de las temperaturas, supuso un período de frecuentes e intensas sequías, sobre todo desde el siglo XVI hasta el siglo XVIII (Domínguez-Castro *et al.*, 2008). Esta reactivación eólica supuso la movilización de dunas arenosas formadas anteriormente y la formación de nuevas formas dunares de menores dimensiones, tanto en la zona oriental de la Llanura Manchega como en Tierra de Pinares.

Figura 15.2: Fotografía en detalle del horizonte A_b de suelo situado entre secuencias de arenas eólicas y datado mediante ^{14}C-AMS en 1.280-1.060 yr BP (época medieval). También se dataron mediante OSL la secuencia de arenas inferior y superior, con 3.093 ± 579 y 300 ± 83 yr. BP respectivamente. Terminación de frente dunar próximo a Navalayegua en el campo de dunas de Cantalejo (Tierra de Pinares).

Por otra parte, el análisis cronológico de los horizontes edáficos situados entre secuencias de arenas eólicas en Tierra de Pinares (Figs. 15.1: color gris, 15.2, 8.15, 8.16, 10.3, 13.6 y 13.7), permite apuntar hasta once interrupciones en la actividad eólica desde los 12.5 ka BP hasta la actualidad, la mayor parte de ellos coincidentes con momentos más cálidos (variación isotópica positiva δ^{18}O) de la curva GISP2 (Fig. 13), entre ellos, destacan las interrupciones alrededor de los 11.8, 10.2, 7, 6.2, y 1 ka BP. La interrupción del 11.8 ka BP, coincide con el cambio a una segunda etapa dentro del

Younger Dryas de menor frío y mayores precipitaciones (Ruiz Zapata *et al.*, 2000, 2003 a y b; Vegas *et al.*, 2003; Vegas, 2007), mientras que la interrupción de la actividad eólica alrededor de los 10.2 ka BP, podría obedecer a la transición climática en el límite Pleistoceno-Holoceno hacia unas condiciones más húmedas y que supuso un cambio del desarrollo vegetal (Fletcher y Sánchez-Goñi, 2008), detectándose en medios interiores de montaña un aumento de la vegetación forestal y un descenso acusado del estrato herbáceo y arbustivo (Vegas, 2007). A continuación, se reanudaría la actividad eólica, quizás debido a unas condiciones de menor humedad ambiental en el centro peninsular (Vegas, 2007), pero produciéndose varias interrupciones de la misma con formación de suelos al final de este período, destacando las interrupciones alrededor de los 7 y 6.2 ka BP, coincidiendo este último con el denominado Óptimo Climático Holoceno en el que se detecta de nuevo el establecimiento de una cobertera forestal en el centro de la Península (Ruiz Zapata *et al.*, 2000, 2003a y b).

A partir de los 6.2 ka BP, la actividad eólica en Tierra de Pinares sería escasa, reanudándose en torno a los 3.8 ka BP, mientras que en la Llanura Manchega parece reanudarse a partir de los 5 ka BP, según las dataciones por luminiscencia (Fig. 15.1). Posteriormente, vuelve a producirse un nuevo momento de estabilización eólica alrededor de 1 ka BP coincidiendo con el Óptimo Climático Medieval (Crowley y Lowery, 2000; Crowley, 2000) entre el año 800 y 1.300 DC, este último aparentemente relacionado con un máximo de la actividad solar (Bond *et al.*, 2001). A partir de este momento y hasta la actualidad, los momentos con actividad eólica y de estabilización son frecuentes, de manera que en conjunto caracterizaran este período de variabilidad climática acentuada durante la Pequeña Edad del Hielo.

15.3. CRONOLOGÍAS DE OTRAS ACUMULACIONES EÓLICAS DEL INTERIOR PENINSULAR Y CORRELACIÓN CON LA ACTIVIDAD EÓLICA DE TIERRA DE PINARES Y LA LLANURA MANCHEGA

Sobre las acumulaciones de tipo loess del centro peninsular, en el valle medio del río Tajo, localizadas fundamentalmente en el margen izquierdo de este río, sobre las laderas septentrionales del Páramo calizo de Ocaña, los criterios geomorfológicos y dataciones mediante luminiscencia (TL y OSL) realizadas en el Laboratorio de Datación y Radioquímica de la Universidad Autónoma de Madrid, permiten establecer cronológicamente tres generaciones de loess que se ubicarían de mayor a menor antigüedad en el Pleistoceno Medio, el Pleistoceno Superior y el tránsito entre el Pleistoceno Superior y el Holoceno (García Giménez, 2003; García Giménez y González Martín, 2006).

Así, la datación por TL de un conjunto de loess en las proximidades de Ontígola (Toledo) proporciona una edad de 42.73 ± 4 ka BP (OIS 3), es decir, anterior a los depósitos eólicos más antiguos de Tierra de Pinares y La Mancha, correspondiéndose con un momento de cierta suavización climática dentro del contexto Wurmiense de glaciación generalizada (García Giménez y González Martín, 2006). Por otro lado, en el tránsito entre Pleistoceno Superior y Holoceno, hay dos dataciones por OSL en distintas acumulaciones de loess (García Giménez y González Martín, 2006), una proporcionando un valor aproximado de 11.7 ka BP y otra de 10.15 ka BP, la primera de ellas y más antigua, coincidente con el estadial GS-1 (YD), al igual que muchos otros depósitos eólicos de Tierra de Pinares y Llanura Manchega. Sin embargo, las escasas cronologías absolutas obtenidas en estos depósitos loéssicos no permiten hacer mayores precisiones ni contribuciones sobre la actividad eólica en el centro peninsular.

Las características sedimentológicas y mineralógicas de estos loess del Tajo, indican que se habrían formado en ambientes secos esteparios, pero que no se corresponderían con las etapas más frías que generaron en estas zonas derrubios crioclásticos en torno a los 18 ka BP (González *et al*., 2000), ya que entre ellos no se han encontrado ningún tipo de correlaciones geomorfológicas (García Giménez y González Martín, 2006, García Giménez *et al.*, 2010).

En la depresión del Ebro, aparte de morfologías y depósitos eólicos como son los *yardangs* de Bujaraloz o los loess yesíferos (Desir *et al.*, 2011), también destacan los depósitos arenosos de origen eólico de los Monegros, al sur de la provincia de Huesca, en la zona donde se encuentran los Torrollones de Gabarda que son unos relieves turriculados de areniscas y limolitas entre las poblaciones de Marcén y Alberuela. Las dataciones por OSL y ^{14}C de las arenas eólicas depositadas sobre los bancos de areniscas de los Torrollones de Gabarda, proporcionan una cronología entre los 3.619 ± 237 yr. BP de las partes bajas y los 824 ± 106 yr. BP en las zonas más elevadas (Marín *et al.*, 2011). De esta manera, las cronologías más antiguas coincidirían con las reactivaciones de las arenas eólicas de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega, entre los 5 y 2 ka BP, debido quizás a un período generalizado de mayor aridez en el interior de la Península o a los cambios de usos del suelo debido a una mayor actividad antrópica entre el Neolítico y la Edad del Hierro, como ya se comentó en el apartado anterior. Por otra parte, las cronologías más modernas indican la formación de algunas de estas arenas eólicas alrededor del Optimo Climático Medieval (1 ka BP), lo cual no coincide con las interrupciones de la actividad eólica que se producen en Tierra de Pinares en ese mismo período de tiempo y que se manifiestan con la formación de horizontes A_b de suelos.

Sobre los depósitos eólicos del valle del río Guadiana en Extremadura (Tierra de Barros), sólo hay un trabajo con una única datación mediante OSL del manto eólico cercano a Medellín (Garzón *et al.*, 2011), cuyo resultado proporciona un valor de 1.432 ± 124 yr BP, es decir, estas arenas eólicas se habrían formado durante la transición entre el período Romano y la época medieval en la Península Ibérica. A falta de un mayor número de dataciones, es muy difícil hacer mayores precisiones y comparaciones con el resto de los depósitos eólicos continentales de la Península.

15.4. CONSIDERACIONES SOBRE LOS SISTEMAS EÓLICOS DEL LITORAL ATLÁNTICO ANDALUZ Y SU CORRELACIÓN CON LOS DEL CENTRO DE LA PENÍNSULA

Se ha intentado realizar una correlación entre los períodos de actividad y estabilidad eólica de los depósitos eólicos del centro peninsular con los situados en el área del golfo de Cádiz (litoral gaditano y onubense), por haberse formado estos últimos bajo una dinámica atmosférica similar, aunque más influidos por los viento de levante, así como por haber estudios geomorfológicos muy recientes de los mismos que aportan numerosos datos cronológicos por métodos de luminiscencia y de radiocarbono (Gracia *et al*., 2011; Rodríguez, 2011; Rodríguez-Vidal *et al.*, 2010a y b; Zazo *et al.*, y 2011, Santonja y Pérez-González, 2010).

Algunos datos cronológicos indican la existencia de eolianitas cuaternarias datadas entre los 130 y 95 ka BP de antigüedad cerca del Puerto de Santa María, el Cabo Trafalgar y el Peñón de Gibraltar que se corresponderían con el MIS 5 (Zazo *et al.*, 2011; Santonja y Pérez-González, 2010; Rodríguez-Vidal *et al.*, 2010 a y b). En el litoral del Puerto de Santa María, también se han datado dos sedimentos eólicos en 63 y 40 ka BP, ajustándose el primero al evento HE-6 y el segundo al HE-4 (Santonja y Pérez-González, 2010). Otras dataciones señalan la existencia de una serie de fases eólicas pleistocenas entre los 74 ka BP y 16 ka BP, iniciándose en el MIS 4 y continuando a lo largo del MIS 3 y MIS 2, para finalizar durante el Tardiglaciar (Rodríguez-Vidal *et al.*, 2010a y b; Zazo *et al.*, 2011). Finalmente, los datos cronológicos más modernos, señalan un gran desarrollo de los sistemas eólicos a partir de los 2.7 ka BP, tanto en el litoral gaditano como el onubense y que continuaría hasta la actualidad (Gracia *et al*., 2011; Rodríguez, 2011).

La naturaleza del litoral Atlántico andaluz, condicionada por los cambios climáticos y eustáticos a lo largo del Pleistoceno-Holoceno, los factores locales de las

corrientes marinas y la dinámica litoral con sus diferentes fases de programación-retrogradación, así como los regímenes de brisas diarios, parecen haber tenido una gran influencia sobre estos sistemas eólicos, por lo que la actividad eólica en estas zonas no es fácil de relacionar con la acontecida en el centro peninsular, condicionada fundamentalmente por los cambios climáticos y de vegetación. Sin embargo, si se puede afirmar que en el caso de los depósitos eólicos más antiguos del litoral Atlántico, su formación parece coincidir con momentos fríos del Cuaternario reciente como son los eventos *Heinrich*, al igual que sucede con la mayoría de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega, con la salvedad de que estos últimos se corresponden con eventos fríos más recientes registrados a partir de los 30 ka BP.

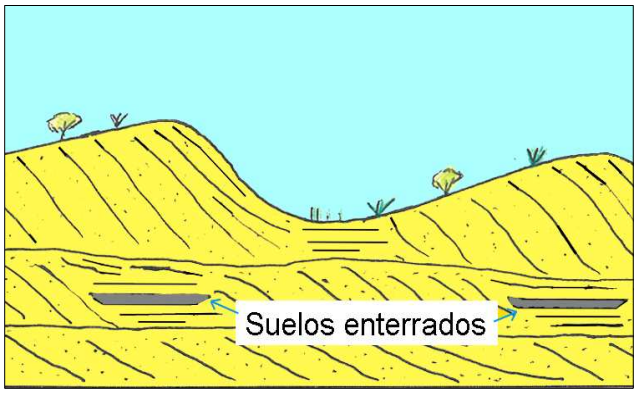
15.5. RÉGIMEN DE VIENTOS DURANTE LOS PERÍODOS DE ACTIVIDAD EÓLICA

La estacionalidad de los paleovientos durante los períodos de actividad eólica es muy difícil de deducir, aunque el análisis de la velocidad del viento a partir del tamaño de las partículas transportadas realizado en la secuencia eólica de Nava de la Asunción (Cap. 12), sugiere la existencia de dos períodos anuales con actividad eólica, uno de ellos de menor intensidad. Algunos autores sugieren que los procesos de deposición eólica habrían sido más intensos durante la estación invernal, tal y como sucede en medios periglaciares actuales (McKenna-Neuman, 1989, 1990 y 1993; Koster, 1995).

Al igual que en centro peninsular, en el norte de Europa también se han inferido vientos procedentes de los cuadrantes occidentales para el Younger Dryas a partir de registros eólicos (Bateman y Díez-Herrero, 2001; Kasse, 2002) y mediante simulaciones numéricas en modelos de circulación atmosférica (Isarin *et al*., 1997).

Finalmente, los estudios sobre las conexiones climáticas durante el último ciclo glaciar en el mar de Alborán (Moreno *et al.*, 2007) están permitiendo deducir los escenarios climáticos durante los eventos fríos y cálidos de los ciclos D-O, de manera que los períodos fríos (eventos *Heinrich* y estadiales) se caracterizarían por una intensificación de los vientos occidentales y un aumento de la aridez en el continente europeo, favoreciéndose la formación de dunas, mientras que durante los eventos cálidos (interestadiales), los vientos occidentales se debilitarían y aumentaría la humedad en el continente, esto último, también en concordancia con los momentos de estabilización eólica planteados en el apartado 15.2.2 del presente capítulo.

16. Génesis y evolución de los sistemas eólicos de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega



16.1. DISCUSIÓN

Como ya se ha mencionado anteriormente, García-Hidalgo *et al*. (2002 y 2007), proponen la acumulación de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares en un sistema eólico húmedo, controlado por la presencia y oscilación de un nivel freático próximo a la superficie que condicionaría los períodos de deflación y acumulación eólica, produciéndose la estabilización eólica con niveles freáticos altos, al tiempo que existiría un control de la morfología dunar por parte de las láminas de agua permanentes que condicionarían la formación de dunas transversas a partir de parabólicas (Cap.14, Apdo. 14.1.4). Esta hipótesis, podría ser aplicable a algunas zonas de la campiña oriental de Tierra de Pinares oriental, pero no a todo su conjunto, ya que las cartografías elaboradas en este trabajo muestran cómo la red de drenaje actual y los fondos húmedos (navas y lagunas) parecen adaptarse en general a las formas previamente establecidas, es decir, a las dunas, a los espacios interdunares y a las depresiones de deflación.

La adaptación de los fondos húmedos, en la mayoría de los casos, a los espacios interdunares, a las morfologías dunares previas y en general a las zonas deprimidas del relieve eólico, parece confirmarlo el resultado cronológico obtenido en la laguna de El Carrizal que proporciona un intervalo de edad para los depósitos lacustres entre los 9.777 y 1.378 yr. BP (Franco-Múgica *et al*., 2005), mientras que la duna situada al suroeste de la laguna (Fig. 8.29) es de mayor antigüedad o como mucho coetánea con la formación de los primeros sedimentos lacustres, tal y como atestigua la cronología obtenida por OSL de la muestra TL-05 recogida en el flanco a sotavento de la misma (Figs. 14.4 y 13.4) y cuyo resultado es de 10.061 ± 686 yr. BP (Cap. 13, Apdo. 13.2.2)

Hay que tener en cuenta también, que es a partir de los 10.000 yr. BP (Holoceno), cuando se establece una situación climática de mayor humedad en comparación con el Cuaternario reciente (Fletcher y Sánchez-Goñi, 2008), lo cual, permitiría la existencia tanto en Tierra de Pinares como en la Llanura Manchega de niveles freáticos altos que restringirían la actividad eólica de aquellas zonas con suelos húmedos u ocupadas por láminas de agua permanentes. Igualmente, el modelo del sistema eólico húmedo no es aplicable a los depósitos eólicos desarrollados sobre los páramos, ya que sus características hidrogeológicas habrían impedido el desarrollo de niveles freáticos cercanos a la superficie (Cap. 4, Apdo. 4.2.1.2). Asimismo, en otros campos de dunas de la campiña, como el de Arévalo y Coca, los espacios interdunares húmedos son en la actualidad prácticamente inexistentes. No cabe duda de que el debate está abierto y sujeto a la obtención de nuevas cronologías tanto de las formas dunares como de los fondos húmedos asociados a estas.

Lo que ha podido comprobarse en las investigaciones realizadas en Tierra de Pinares durante este trabajo y por otros autores (Temiño *et al.*, 1997; García-Hidalgo *et al*., 2000 y 2007), es que, al menos en su zona centro-oriental hay una serie de horizontes edáficos enterrados a distintas profundidades entre secuencias de arenas eólicas. Las dataciones mediante radiocarbono de estos horizontes edáficos (tabla 13.4 y Fig. 15.1), demuestran que aunque la mayoría de ellos se encuentren separados en el espacio, son sin embargo coetáneos y están marcando momentos de inactividad eólica generalizada.

16.2. PROPUESTA SOBRE LA GÉNESIS Y EVOLUCIÓN EÓLICA

Los resultados cartográficos, el análisis de las formas eólicas y de las diferentes tipologías dunares, las cronologías de los depósitos eólicos y suelos asociados, así como la correlación de estas cronologías con los paleoeventos climáticos del Cuaternario reciente y Holoceno (Cap. 15), hacen pensar que la formación y evolución de los sistemas eólicos, tanto de Tierra de Pinares como de la Llanura Manchega, tendría como principal condicionante la presencia en mayor o menor medida de una cubierta vegetal, a su vez relacionada con las condiciones climáticas variables del Cuaternario reciente y Holoceno (Fig. 16.1). Según esta hipótesis, en los momentos de mayor humedad ambiental habría un mayor desarrollo de la cubierta vegetal arbórea y arbustiva que fijarían las arenas impidiendo la movilidad de las dunas (Fig. 16.1: B y D). Por el contrario en los períodos de mayor aridez ambiental, la cubierta vegetal sería escasa y de carácter estepario (vegetación herbácea y arbustiva), de manera que las arenas superficiales se movilizarían de nuevo al quedar expuestas a la acción del viento y produciéndose a su vez, la reactivación, el movimiento y el crecimiento dunar (Fig. 16.1: A y C). Por otra parte, en estos intervalos de tiempo de mayor aridez, las principales áreas fuente, como son las terrazas y abanicos aluviales cuaternarios, así como los substratos terciarios arcósicos, tendrían también una cubierta vegetal escasa por lo que se reanudaría el aporte de nuevas partículas a los sistemas eólicos.

Además, en algunas zonas de Tierra de Pinares, durante los períodos de tiempo con ausencia de actividad eólica y mayor humedad ambiental, tendría lugar el desarrollo de horizontes A de suelos, no siempre aunque si preferentemente en las zonas más deprimidas y húmedas del relieve eólico, como son los espacios interdunares (Fig. 16.1: B y D), donde también se favorecería la formación de áreas lacustres. Posteriormente, estos horizontes A de suelos serían cubiertos en la siguiente etapa de actividad eólica que supondría la reactivación dunar y de las arenas superficiales (Fig. 16.1: C).

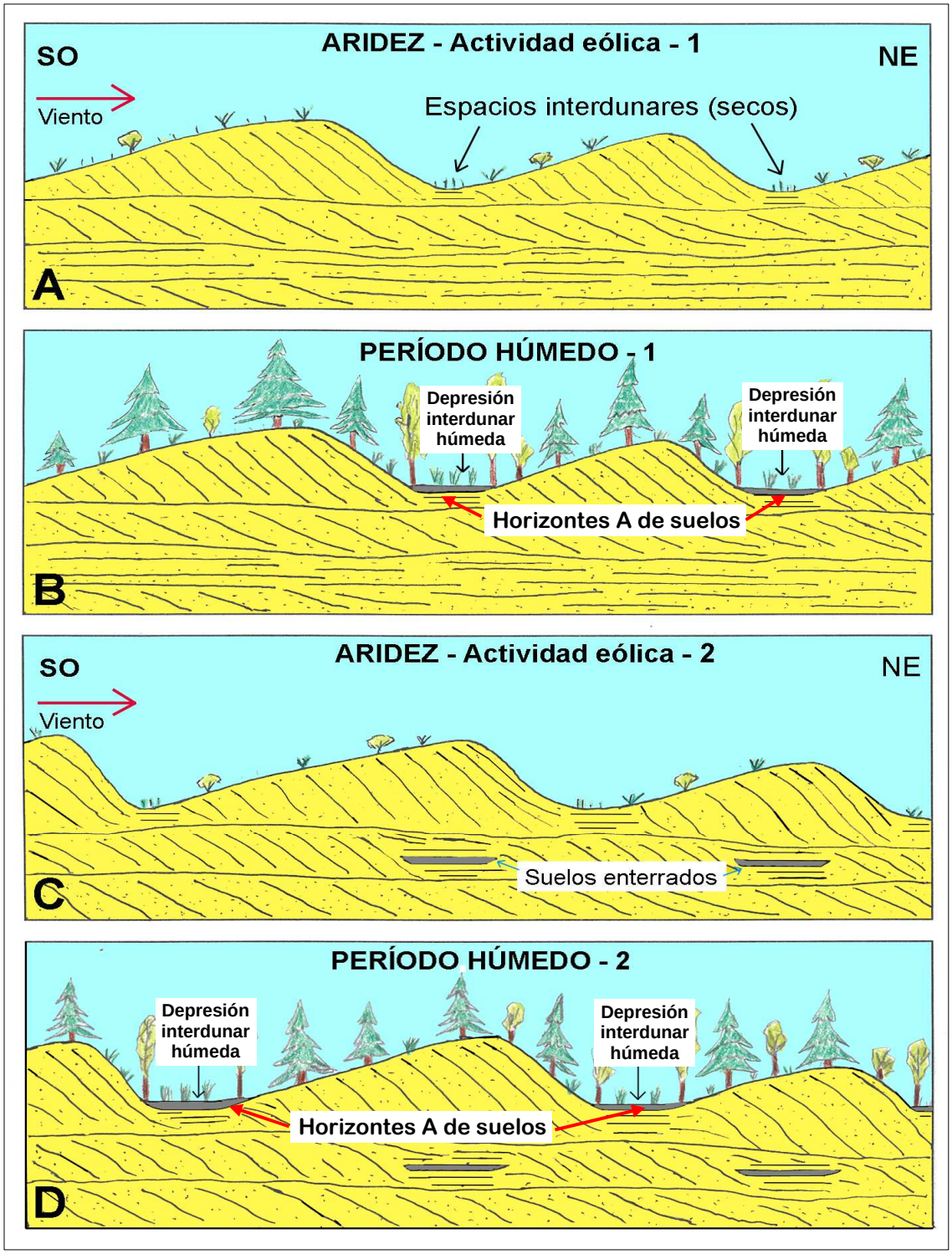


Figura 16.1: Esquema simplificado de la evolución de los sistemas eólicos del centro peninsular condicionada por los diferentes períodos climáticos y la cubierta vegetal (A, B, C y D), con formación de horizontes A_b de suelos en Tierra de Pinares en los momentos de mayor humedad ambiental, preferentemente (aunque no siempre) en las zonas deprimidas del relieve eólico (B y D) con abundante cubierta vegetal. Los horizontes A de suelos podrían quedar enterrados en los sucesivos períodos de mayor aridez ambiental (A y C) con actividad eólica en la que se produciría el movimiento y crecimiento dunar.

Igualmente, los períodos de mayor humedad ambiental, también podrían ir asociados en determinadas zonas de los sistemas eólicos que tuvieran acuíferos próximos a la superficie, con el ascenso de los niveles freáticos que favorecería e incrementaría la formación de encharcamientos temporales o permanentes en las zonas más deprimidas del relieve eólico.

16.3. CONSIDERACIONES FINALES

En la Llanura Manchega no se ha descrito ni observado la presencia de horizontes A_b de suelos enterrados, debido quizás a la escasez de afloramientos, el espesor menor de las secuencias eólicas y la posible erosión eólica de estos suelos después de su formación debido al mayor tiempo de exposición de los mismos por causa del menor dinamismo de las dunas o mantos eólicos. También, una probable mayor aridez de la Llanura Manchega en comparación con el sureste de la Cuenca del Duero, incluso en los momentos de mayor humedad ambiental, unida a la existencia de fondos salinos tipo playas, habría dificultado el desarrollo en superficie de horizontes A de suelos.

Finalmente, la evolución de los sistemas eólicos del interior peninsular, aparte de haber estado condicionada por las fluctuaciones climáticas y su influencia en la cubierta vegetal y humedad del suelo, también lo estaría por el relieve, la disponibilidad de partículas susceptibles de ser transportadas por el viento, así como por sus características texturales y naturaleza de las mismas.

17. Dinámica actual de los sistemas eólicos de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega

17.1. INTRODUCCIÓN

A continuación, se analiza la actividad eólica del pasado reciente y los procesos eólicos activos que tienen lugar tanto en Tierra de Pinares como en la Llanura Manchega. Igualmente, se estudia la movilidad potencial de las dunas en ambos dominios geográficos, así como los factores que condicionan los procesos erosivos y los efectos de la actividad eólica sobre el medio natural.

17.2. PROCESOS EÓLICOS ACTUALES Y RECIENTES DE LA LLANURA MANCHEGA Y TIERRA DE PINARES

17.2.1. Procesos eólicos activos en la Llanura Manchega

El análisis detallado del territorio de la Llanura Manchega ha mostrado indicios significativos de una intensa actividad eólica capaz de modelar profundamente el paisaje. A continuación, se exponen los aspectos más significativos de la actividad eólica actual en los diferentes sectores estudiados.

17.2.1.1. La Llanura aluvial de San Juan

En la gran mancha de dunas y mantos limo-arcillosos de la Llanura aluvial de San Juan (Fig. 7.3-1) no se observan señales de actividad eólica actual. Sin embargo, Pérez-González *et al.* (1983) indican la presencia de micropoliedros de limo-arcilla en bordes de las playas *o sebkhas* de la Llanura aluvial de San Juan. También, De la Peña y Marfil (1986), en lagunas salinas como las del Norte de Alcázar de San Juan, mencionan la existencia de *ripples* y dunas efímeras formadas fundamentalmente por sales. Esta actividad eólica tendría lugar en ambos casos durante los períodos secos y de fuertes vientos, pero sin la intensidad que en su día produjeron la acumulación de las dunas arcillosas que se encuentran a sotavento de las antiguas playas similares a las actuales (Pérez-González, 1982b; Bernat Rebollal, 2001; Bernat Rebollal y Pérez-González, 2008).

Si se ha detectado actividad eólica en los mantos arenosos marginales de la Llanura aluvial de San Juan (Fig. 7.3-1 y mapa del Anexo 3), siempre en zonas con escasa cubierta vegetal (campos abandonados o viñedos). Se trata de una actividad muy superficial que produce formas efímeras como son los *ripples* eólicos sobre arenas con granos de tamaños medios (0.250-0.5 mm) y construidos por vientos del oeste y

suroeste. Las estructuras mayores observadas tienen una altura media de 2 cm y están separadas aproximadamente entre 15 cm, pero además, entre ellas hay formas de menor altura y muy próximas entre sí (3-5 cm). Estas morfologías son indicativas de procesos de erosión eólica de intensidad moderada (García Salmerón, 1967). La mayor actividad se produciría en periodos con fuerte vientos del suroeste y sur (solano) y de forma menos intensa pero persistente en la época estival por fuertes vientos que actúan durante las horas centrales del día (capítulo 4.1.8). Estos problemas habrían disminuido considerablemente desde las repoblaciones forestales del año 1995 llevadas a cabo con tarays, pinos piñoneros y retamas (ICONA, 1995c).

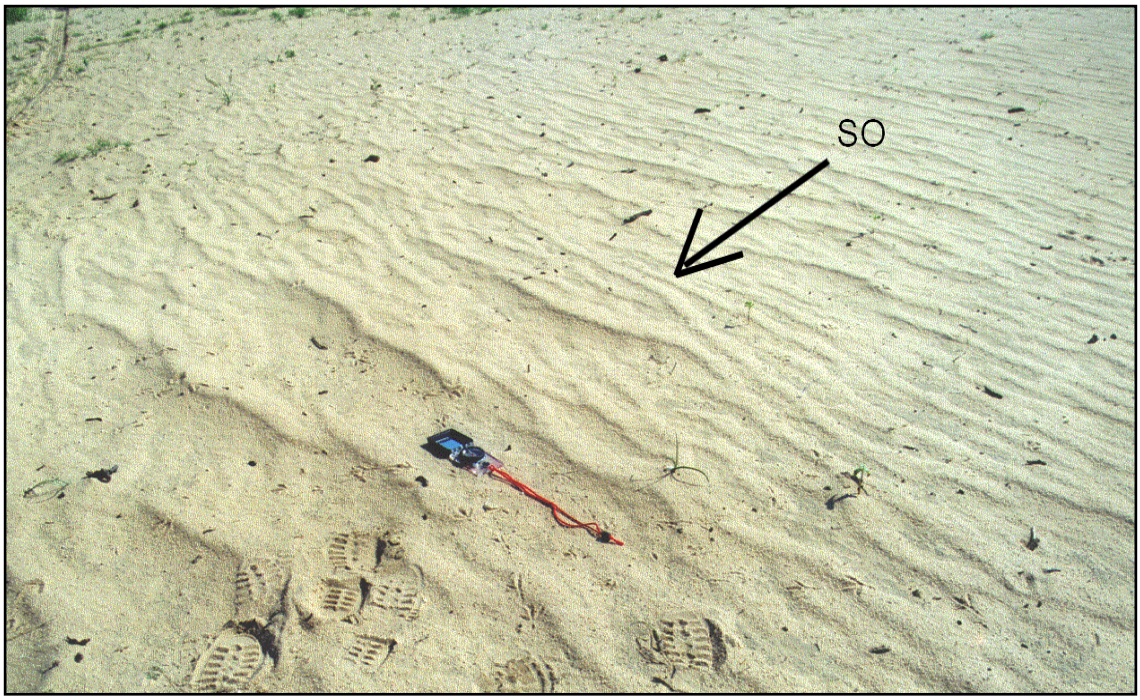


Figura 17.1: *Ripples* eólicos producidos por vientos del suroeste en un manto arenoso marginal al suroeste de Alcázar de San Juan. Se aprecian los *ripples* de mayor dimensión con las estructuras menores intercaladas entre ellos. Fotografía tomada a finales de abril.

17.2.1.2. El corredor "Casas de los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar"

Se trata del área con la actividad eólica más intensa de toda la Llanura Manchega (Fig. 7.3-3 y mapa del Anexo 4) y por lo tanto, la que presenta la mayor variedad de morfologías resultantes de los procesos eólicos actuales. En este sector, las zonas con alta densidad de cubierta vegetal (repoblaciones forestales de pinos y bosquetes de encinar) son las únicas que no presentan signos de procesos eólicos recientes o actuales, ya que la vegetación fija de forma eficaz las dunas relictas cuyo relieve impide el

aprovechamiento agrícola (Fig. 14.5). Por el contrario, los mantos eólicos dedicados fundamentalmente al cultivo de vid y olivar o con áreas deforestadas son las formaciones superficiales con mayor incidencia de los procesos eólicos. En estos mantos, se produce la deflación de arenas en las zonas más expuestas al viento y su deposición en otras áreas protegidas o por el efecto de retención que ejerce de la vegetación, siendo habitual observar grupos de cepas total o parcialmente cubiertas por una capa de arena más o menos homogénea de 15 a 30 cm de espesor (Fig. 17.20).

Aparte de la formación de incipientes cubetas de deflación sobre el manto eólico deforestado, se observan también las siguientes morfologías eólicas producto de la acción del viento:

Formación de *ripples* eólicos: Estas formas eólicas efímeras, se forman sobre arenas con granos de tamaño medio-fino e incluso grueso (Fig. 17.2). Las estructuras tienen una altura máxima entre 14-16 mm y una separación entre crestas que oscila entre los 10-15 cm. Las direcciones de cresta medidas se ajustan al eje N-S en muchas ocasiones, mientras que en otras su dirección es aproximadamente N-325º-E, y sus flancos cortos están orientados al este y noreste. Esto indica una prevalencia de los vientos del oeste y suroeste en su formación.

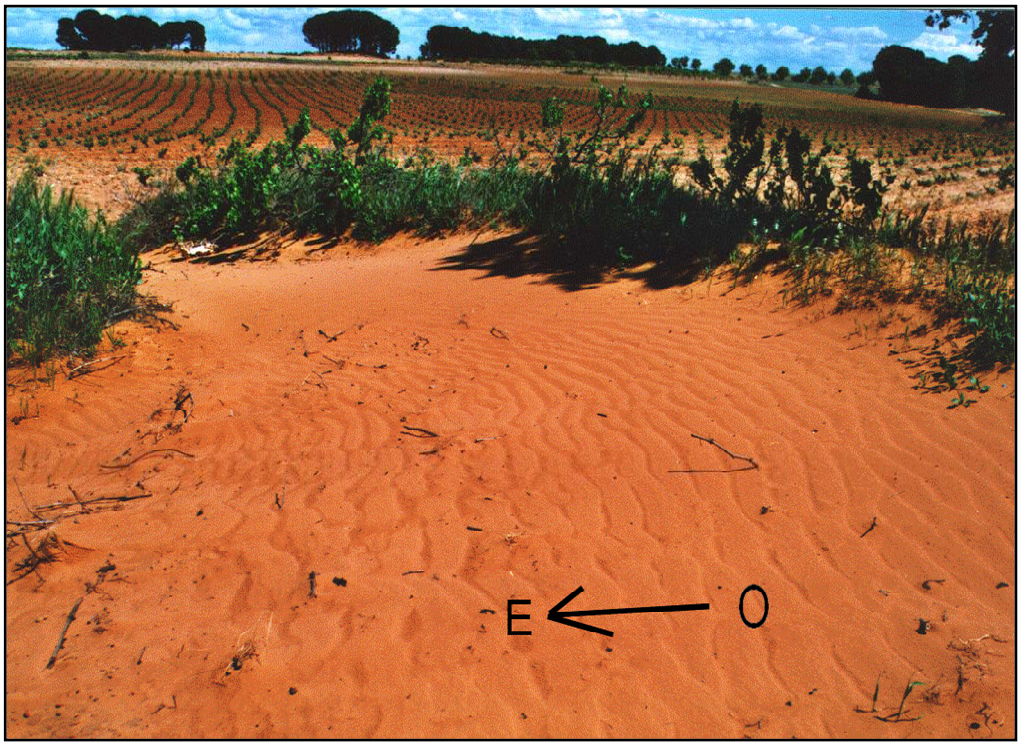


Figura 17.2: *Ripples* eólicos formados por vientos del oeste. Época de observación y toma de la fotografía: finales de abril.

Desarrollo de *nebkhas:* Se trata de acumulaciones de arena, en éste caso de pequeñas dimensiones (decimétricas y métricas) y que se forman al quedar atrapada la arena por la vegetación (Thomas y Tsoar, 1990). En este sector de la Llanura Manchega se forman sobre arbustos o pinos jóvenes (Fig. 17.3: A y B) e incluso sobre las cepas y suelen crecer poco a poco hasta llegar a cubrir casi por completo el obstáculo que las originó.

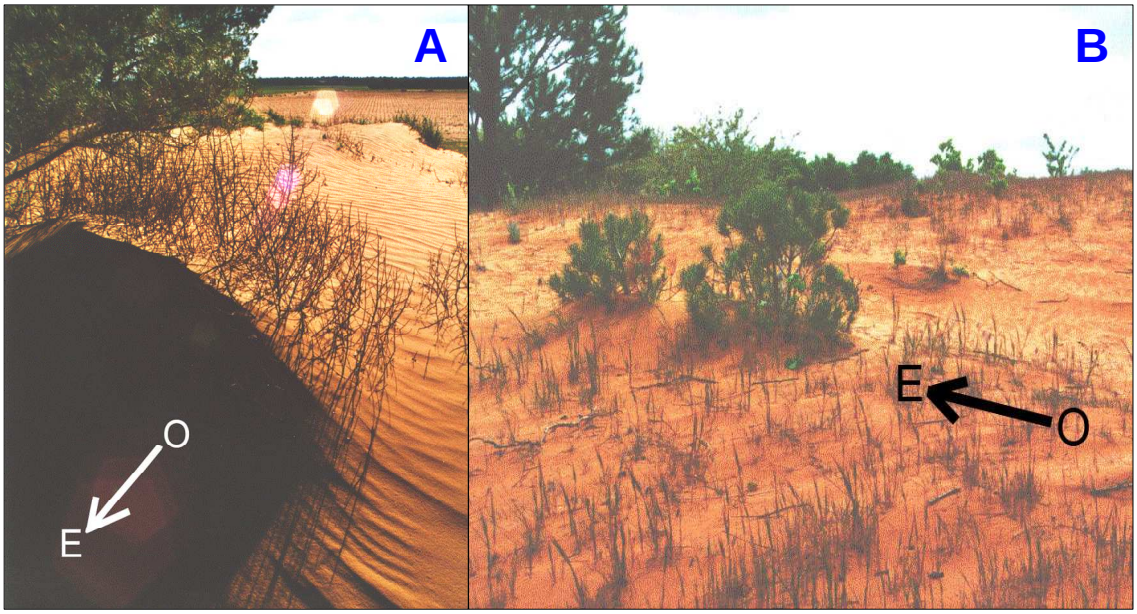


Figura 17.3: A-Fotografía de pequeño *nebkha* formado al acumularse la arena sobre un matorral seco También se aprecian *ripples* eólicos (extremo oriental del corredor Casas de Haro-Río Júcar). B-Fotografía de *nebkha* incipiente desarrollado sobre pinos jóvenes que se encuentran parcialmente cubiertos por espesores de arena de aproximadamente 0.3 m. (zona central del corredor Casas de los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar). Fotografías tomadas a finales de abril.

Figura 17.4: Pequeña duna transversa activa con vides cultivadas que son cubiertas progresivamente por las arenas en la cara a sotavento. Zona oriental del corredor

Formación de pequeñas dunas transversas: Se forman en algunas zonas del manto eólico deforestado (Fig. 17.4) o en cultivos muy abiertos como es el caso de los viñedos. Las crestas de estas dunas tienen una dirección norte-sur y su altura oscila entre los 1 y 1.5 m. Sobre ellas se observan *ripples* eólicos con crestas no siempre paralelas al cuerpo o cresta principal. Estas dunas transversas (Fig. 17.4), se han originado claramente por la acción de vientos occidentales.

Frentes dunares longitudinales: Se trata de las morfologías eólicas más espectaculares causadas por la acción reciente del viento. Se observan en la zona más oriental del corredor, donde las arenas sueltas procedentes del manto eólico cultivado avanzan sobre los pinares de repoblación, formándose acumulaciones de arena que penetran de oeste a este y que cubren los ejemplares más jóvenes (Fig. 17.5). Estas acumulaciones irregulares y que avanzan en frentes longitudinales de hasta 2 m de altura, no tienen apenas cubierta vegetal, lo cual revela su alto grado de actividad.

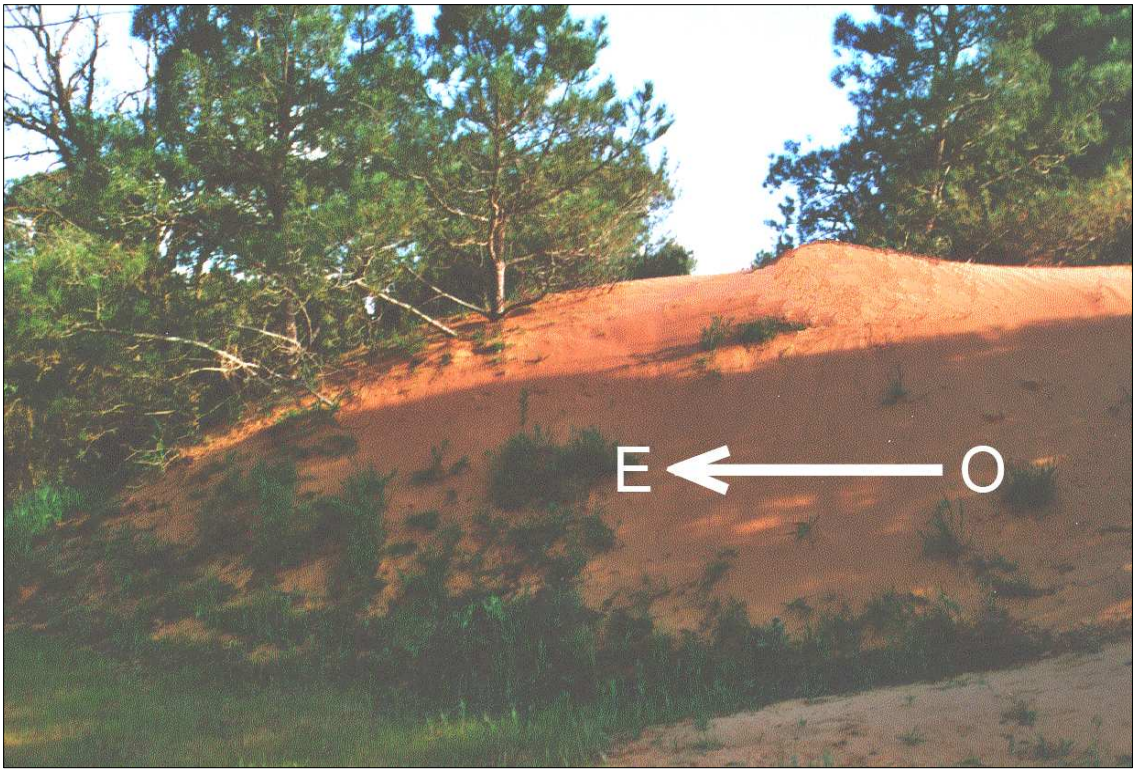


Figura 17.5: Frente longitudinal avanzando sobre pinar y cubriendo ejemplares jóvenes de *Pinus pinaster* de aproximadamente 3 m de altura. Fotografía tomada a principios de mayo en la zona oriental del corredor Casas de Haro Río Júcar, entre la población de Casas de Guijarro y el río Júcar.

17.2.2. Procesos eólicos recientes y actuales en Tierra de Pinares

A continuación, se exponen las investigaciones y observaciones sobre los procesos eólicos actuales o recientes que se han detectado en los distintos sectores de los arenales eólicos de Tierra de Pinares, los cuales se producen en general en aquellos lugares donde la repoblación forestal no ha prosperado o han sido deforestados por pequeños incendios.

17.2.2.1. Campos de dunas sobre los páramos miocenos de La Parrilla y Montemayor de Pililla

En estos campos de dunas no se aprecian procesos eólicos actuales, con la excepción de alguna duna *blowout* de dimensiones métricas (5-8 m de ancho por 12-15 m de largo) en la parte noroeste próxima al pueblo de La Parrilla, en la que se aprecian pequeñas lenguas de arena suelta próximas al borde de las crestas. Sin embargo, las dunas parabólicas más pequeñas tienen un aspecto muy reciente, con morfologías que presentan crestas poco aplanadas y flancos con fuertes inclinaciones (Fig. 8.11). Esto último, junto con las cronologías de las formas dunares obtenidas por OSL (capítulo 13.2.2: muestras TL-07 y TL-08), demuestra que en estos campos de dunas ha habido actividad eólica durante los últimos 500 años.

En el capítulo 4.3.3 sobre los usos tradicionales del suelo en Tierra de Pinares, se hace mención a un informe de la Junta Consultiva de Montes (1855) sobre la Villa de Portillo, en el que se precisa con claridad el papel de los pinares de pino piñonero en el interior de la península como sostén de las arenas voladoras. Por otro lado, un informe posterior elaborado y reemitido a esta Junta por el ingeniero Romero y Gilsanz (1896), señala el avance de 1 km en 80 años del frente dunar del campo de dunas de La Parrilla, mencionando una tendencia a disminuir el movimiento por la resistencia de la vegetación arbórea. Así, a principios de los años 50 del siglo pasado, todavía era palpable el avance del frente dunar sobre el pueblo de La Parrilla (Fig. 17.6: A) y la intensa movilidad de las arenas de los campos de dunas de La Parrilla y Montemayor de Pililla (Gordo Alonso, *et al.*, 2002) que también quedó reflejado mediante la formación de pequeños *nebkhas* en las zonas de escasa vegetación (Fig. 17.6: B).

Por todo ello, fue muy importante el papel que ejercieron los pinares en la fijación de las dunas, de manera que en la actualidad se encuentran prácticamente inactivos tras una adecuada política de repoblación forestal llevada a cabo desde el año 1951 y cuyos

resultados son analizados por Monsalve (1982) en los montes de los "Llanillos de La Parrilla", dándose por lograda la fijación de las dunas continentales. Así, en la actualidad, hay una masa forestal importante formada por pinares y sotobosque en el que apenas hay retazos de arenas sueltas, salvo en los sitios ya mencionados, en los que incluso la superficie de arenosa está recubierta por una capa de musgo de escaso espesor que dificulta la removilización eólica de las arenas en las zonas clareadas.

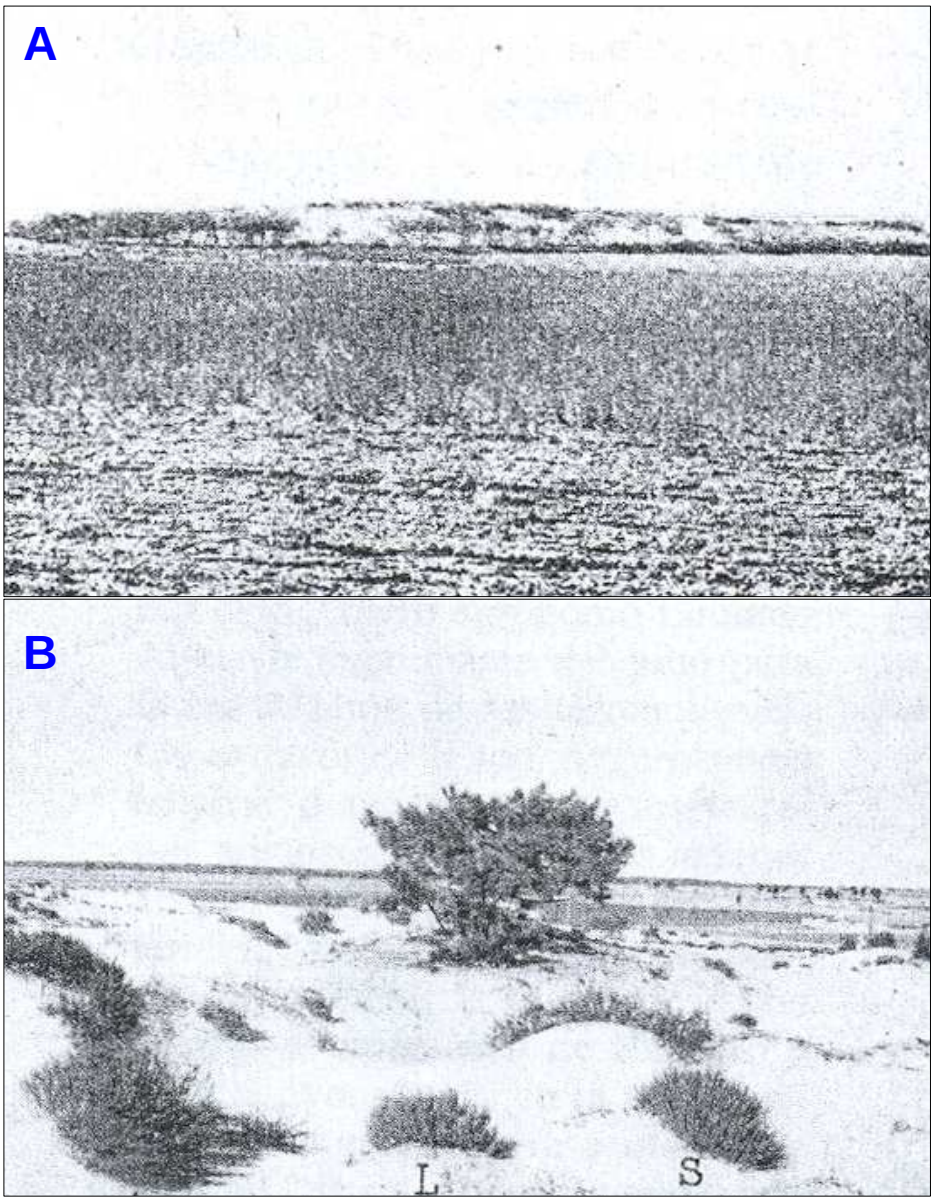


Figura 17.6: Fotografías de los arenales de La Parrilla en el año 1950. A: se aprecia el frente dunar con escasa vegetación y activo avanzando sobre un campo de cultivos en las proximidades de La Parrilla. B: otra zona del campo de dunas con formas tipo *nebkhas* o pequeñas acumulaciones de arena sobre la vegetación arbustiva. Las imágenes no tienen mucha calidad, debido al proceso de escaneado de las fotografías originales bastante deterioradas y realizadas en blanco y negro. Procedencia de fotos: Fondo del Distrito Forestal de Valladolid.

17.2.2.2. Campos de dunas de Arévalo, Coca-Nava de la Asunción y Mudrián

En estos campos de dunas no se aprecian procesos eólicos actuales, encontrándose los mantos eólicos y dunas cubiertos por una importante y densa masa forestal. Asimismo, en las dunas de Adanero, en el campo de dunas de Arevalo y la zona meridional del campo de dunas de Coca, se han observado frecuentemente horizontes Bt argílicos en los depósitos eólicos (Figs. 11.1 y 11.4), normalmente a los 0.2-0.4 m de profundidad y con espesores de 0.5 a 1.5 m. De manera que en las zonas de cultivo deforestadas, estos horizontes afloran rápidamente por la deflación eólica que barre los horizontes arenosos superiores (A y E). Una vez que ha aflorado este horizonte Bt, se impide la acción erosiva del viento debido al efecto de compactación que ejercen las arcillas, y por tanto no hay ninguna incidencia de los procesos eólicos sobre el terreno.

17.2.2.3. Campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar

En este campo de dunas, destaca la presencia de zonas de arenales con ninguna o escasa cubierta vegetal, donde se han observado procesos eólicos actuales (Fig. 17.7) que producen como resultado una serie de morfologías eólicas detalladas a continuación por orden de menor a mayor relevancia.

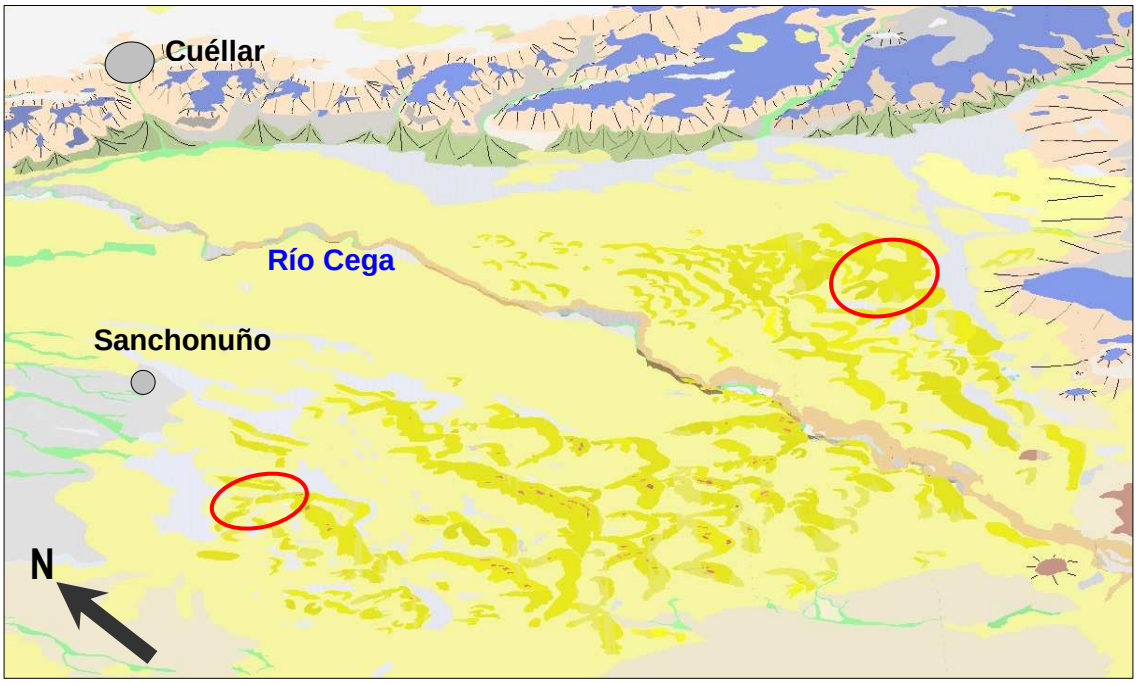


Figura 17.7: Campo de dunas de Sanchonuño (margen izquierdo del Cega)-Lastras de Cuéllar (margen derecho del Cega) y su contexto geomorfológico sobre un MDT a escala 1:50.000. Se señalan en rojo las áreas con mayor actividad eólica detectada. Al norte de la figura se aprecian los páramos miocenos. La escala es variable debido a que se trata de una vista en perspectiva.

Formación de *ripples* eólicos: Se observan sobre los arenales desvegetados en las proximidades de la población de Sanchonuño (Fig. 17.7). Las ondulaciones arenosas (Fig. 17.8), en este caso están formadas por dos generaciones de *ripples* superpuestas sobre arenas de tamaño medio-fino. Así, hay un tren de *ripples* principal con una serie de crestas paralelas de 3-4 cm de altura y una separación media de 10 cm, formadas por vientos del suroeste. Por otro lado, hay unas ondulaciones secundarias producidas por vientos del oeste-noroeste que se superponen a las primeras y producen sobre estas pequeños montículos de unos 3 cm de altura. Todo ello, confirma lo efímero de estas formas eólicas y la alta velocidad de transformación de la superficie arenosa ante la acción del viento que pone en movimiento las partículas de arena.

Figura 17.8: Ripples eólicos sobre arenal desvegetado en las proximidades de Sanchonuño. Se aprecian unas ondulaciones principales (vientos del suroeste) sobre las que se superponen otras secundarias (vientos del oeste-noroeste) que producen pequeños montículos de arena. Fotografía tomada en mayo 2004.

Actividad eólica en dunas *blowout* relictas: En algunas pequeñas dunas *blowout*, situadas en los flancos a barlovento de las rampas parabólicas complejas del extremo nororiental del campo de dunas (Fig. 17.7) se observa cierta actividad eólica, de modo que parte de las crestas y caras exteriores de estas formas eólicas se encuentran prácticamente desvegetadas y cubiertas de arenas sueltas (Fig. 17.8). La actividad eólica consiste por tanto, en la salida esporádica de pequeñas lenguas de arena por los flancos

exteriores de las dunas, estas arenas proceden de la cresta dunar y de la parte superior de la depresión central, donde la acción eólica actúa con mayor intensidad y es capaz de arrancar de la superficie la arena mas suelta y transportarla a pequeña distancia, preferentemente hacia el este y noreste (Fig. 17.9).

Figura 17.9: Zona con escasa vegetación arbórea en las cercanías de Lastras de Cuellar, donde se puede apreciar una duna *blowout* esporádicamente activa y que se sitúa sobre el flanco a barlovento de una rampa parabólica compleja. En esta forma de deflación-acumulación se aprecian removilizaciones eólicas en la depresión interna y zona de cresta, así como movimientos de arena en las caras a sotavento. Fotografía tomada a principios de mayo de 2004.

Formación de *blowouts*: En la parte occidental del campo de dunas de Sanchonuño (Fig. 17.7), se encuentra una pequeña extensión de arenales con escasa cubierta vegetal, donde, a parte de de los *ripples* eólicos ya mencionados, también se observa la formación de pequeños *blowouts* tipo *saucer* de dimensiones métricas (aproximadamente 3 x 5 m) originados por vientos del suroeste, con depresiones centrales de 0.5 m de profundidad. Algunos presentan acumulaciones de arenas en forma de elipse abierta hacia barlovento o en forma parabólica y con crestas de aproximadamente 0.8 m de altura más desarrolladas hacia sotavento, por lo que se podrían considerar como pequeñas dunas *blowout* (Fig. 17.10). En los flancos a sotavento, se aprecian pequeños mantos de arenas sueltas depositados sobre superficies arenosas anteriores más compactadas, lo cual, indica claramente una actividad reciente de los mismos. La morfología de estas las depresiones erosivas y sus acumulaciones de arena asociadas indican que han sido originadas por vientos del suroeste.

Figura 17.10: Depresión erosiva activa (flecha roja en el centro de la fotografía) originado por los vientos del suroeste al actuar en un arenal parcialmente desvegetado. Se aprecia acumulación de arena con forma parabólica (duna *blowout*). Fotografía tomada en mayo de 2004 en las proximidades de Sanchonuño.

17.2.2.4. Campo de dunas de Cantalejo

Este campo de dunas del extremo oriental de Tierra de Pinares, es junto con el anterior la zona con mayor incidencia de procesos eólicos actuales (Fig. 17.11).

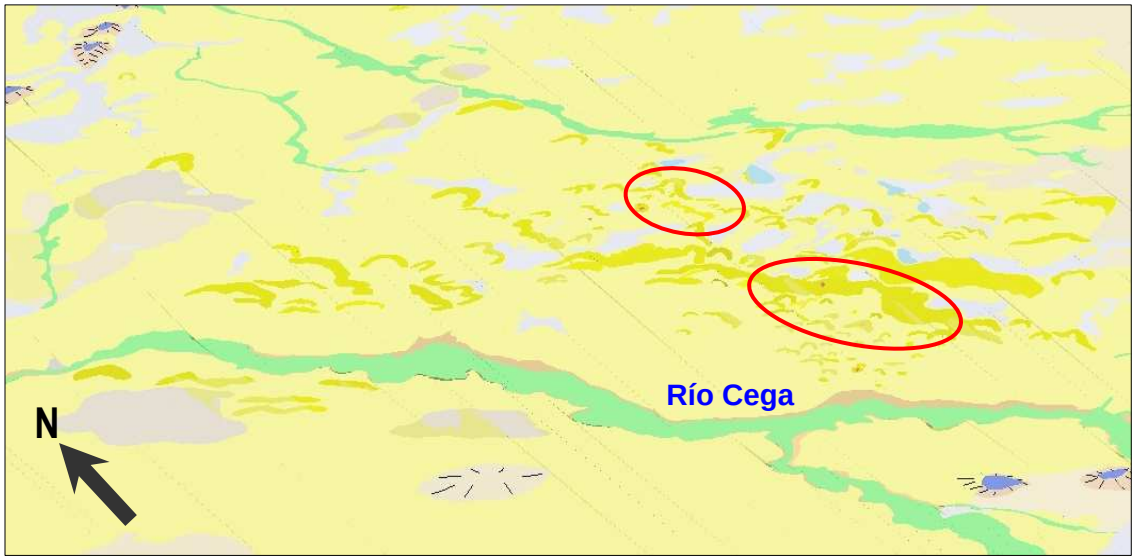


Figura 17.11: Perspectiva geomorfológica en 3D del campo de dunas de Cantalejo con las áreas con mayor incidencia de la actividad eólica (en rojo). La escala varía con la perspectiva.

En él, además de la frecuente formación de *ripples* eólicos en los arenales desvegetados, destaca la presencia de actividad eólica en algunas caras de avalancha.

Caras de avalancha con actividad eólica: Se observan en algunas dunas bien conservadas y con inclinaciones de sus flancos a sotavento entre 15 y 25º que en este campo de dunas son relativamente frecuentes. En la mayoría de los casos, estos procesos se producen en zonas con presencia de vegetación herbácea y arbórea, a pesar de lo cual se observa un movimiento superficial y esporádico de arena en forma de pequeñas lenguas de arena que se deslizan ladera abajo (Fig. 8.39). Esta actividad eólica se debe, además de la mayor inclinación del flanco a sotavento con caras de avalancha próximas al equilibrio, a que el viento arranca las partículas de arena fina y media de las zonas mas expuestas de la duna (cresta y zona superior del flanco a barlovento), transportándolas hacia el borde a sotavento, donde continúan su desplazamiento hacia abajo por efecto de la gravedad y por las turbulencias eólicas que tienen lugar en esta zona de las dunas (Livingstone y Warren, 1996). En otros casos mucho menos frecuentes, como sucede en la pequeña duna transversa de Navalmarzo (Fig. 17.12), el proceso tiene lugar en zonas con escasa cubierta vegetal y donde las arenas superficiales están muy expuestas a la acción del viento, produciéndose una acción conjunta de arrastre y transporte de arenas hacia el flanco a sotavento, con fenómenos de avalancha a pequeña escala en las pendientes con inclinaciones mayores de 22º.

Figura 17.12: Frente dunar transverso de 2 m de altura máxima en cresta. Se aprecia la cara a sotavento con inclinaciones entre 15 y 25º, donde tiene lugar una actividad eólica reciente con transporte de arenas desde la zona de cresta y pequeños fenómenos de avalancha en las zonas con mayor inclinación (al fondo de la imagen). A la derecha el fondo húmedo de Navalmarzo.

17.3. MOVILIDAD POTENCIAL DE DUNAS DE ARENA EN TIERRA DE PINARES Y LA LLANURA MANCHEGA

Se ha considerado interesante hacer una evaluación de la movilidad potencial de las dunas de arena en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega para una mejor comprensión de la actividad eólica en la actualidad. En general, la movilidad de las dunas depende fundamentalmente de la energía o intensidad del viento, el tamaño de grano de la arena, las condiciones de humedad del suelo y la cantidad de cubierta vegetal existente.

Existen diferentes índices climáticos que evalúan la movilidad de las dunas y que se han desarrollado basándose fundamentalmente en que la actividad eólica anual o decenal en las áreas dunares es función de la energía del viento y de la cubierta vegetal existente, está última determinada por la precipitación efectiva (Talbot, 1980; Ash y Wasson, 1983; Wasson 1984; Lancaster, 1988). En nuestro caso, para evaluar la movilidad de las dunas en las dos zonas estudiadas con procesos eólicos activos, se ha seleccionado el índice M de Lancaster (1988), por considerarlo como el más adecuado ya que ha sido desarrollado para determinar la movilidad de las dunas en regiones semiáridas y subhúmedas, donde se ha validado con relativo éxito (Lancaster y Helm, 2000).

Se trata de un índice climático deducido empíricamente y que viene definido por la siguiente ecuación:

$$M = W / (P/PE)$$

Siendo:

W = Porcentaje del tiempo o frecuencia (%) en la que el viento tiene una velocidad superior a la **velocidad umbral**, que es la velocidad a partir de la cual el viento es capaz de vencer las fuerzas de resistencia del suelo y transportar partículas de arena de un determinado diámetro.

P = Precipitación en mm.

PE = Evapotranspiración potencial en mm (Thornthwaite, 1948).

Por otro lado, los valores críticos para este índice son:

- M < 50: Dunas inactivas.
- M entre 50 y 100: Actividad en las crestas de las dunas.
- M entre 100 y 200: Dunas activas pero sólo parcialmente.
- M > 200: Dunas completamente activas.

Aunque el índice de movilidad, está diseñado originalmente para evaluar la actividad anual, en nuestro caso, se consideró su utilización para estimar las variaciones mensuales de una hipotética actividad dunar, tanto en la Llanura Manchega como en Tierra de Pinares y poder comparar con las observaciones realizadas sobre los diferentes procesos eólicos activos.

Para el cálculo mensual del índice M, se han empleado los datos meteorológicos de las cuatro estaciones de referencia (Albacete, Ciudad Real, Segovia y Valladolid-Villanubla) que se presentaron en el capitulo 4.1 sobre el clima en Tierra de Pinares y La Mancha. Igualmente, se tuvieron en cuenta las siguientes premisas:

- La observación del tamaño de grano de los depósitos arenosos con procesos eólicos actuales, indica que la arena de tamaño medio y fino es la predominante en ambos dominios geográficos, por lo que se ha considerado un diámetro de 125 micras o 0.125 mm (límite inferior de la arena de tamaño fino) como el más representativo para estimar la velocidad umbral.

- Los análisis mineralógicos (capítulos 9.1 y 9.2) indican que la mineralogía dominante entre los depósitos eólicos de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega es el cuarzo, siendo los feldespatos (de menor densidad) la siguiente mineralogía más frecuente.

- Los procesos eólicos activos en Tierra de Pinares y en la Llanura Manchega se producen sobre materiales de naturaleza arenosa. Así, el proceso dominante en el transporte de este tipo de materiales es la saltación, y en ella, una nube de granos de arena es transportada cerca de la superficie por la acción de cizalla del viento, cuya velocidad umbral en la superficie, es decir, aquella que inicia el movimiento de las partículas. Esta velocidad se puede calcular siguiendo las ecuaciones de transporte de arena deducidas empíricamente por Bagnold (1960) y con los trabajos experimentales de Hsu (1973, 1986) que permiten estimar estas velocidades umbrales del viento en función de la altura al suelo. Esto último, es fundamental para que puedan ser comparadas con las velocidades del viento suministradas por las estaciones meteorológicas que siempre son medidas a una altura mayor que el nivel del suelo.

  Así, la velocidad umbral (o de cizalla) que ejerce el viento en la superficie del terreno para iniciar el movimiento o de arrastre de la arena, vendría dada según Bagnold (1960) por la ecuación (1):

$$(1)\quad V^*t = A \cdot \sqrt{\left(\frac{\sigma-\rho}{\rho}\right) \cdot (g \cdot d)}$$

Dónde:

A= 0.118 (Constante adimensional)
σ = Densidad de los granos de de arena para el cuarzo =2650 kg/m3
ρ = Densidad del aire = 1.248 Kg/m^3 a 10º C y 1013 mbar
g = Aceleración de la gravedad = 9.80665 m/s²
d = Diámetro del grano (m) = 0.000125 m

Para un tamaño de grano de 0.125 mm (límite inferior para el tamaño de arena fino) se obtiene una velocidad de cizalla a nivel del suelo de: V*t = 0.19 m/s =19 cm/s.

A continuación se obtiene la velocidad umbral a una altura del suelo de 2 m. La velocidad del viento medida a 2 m de altura (V_{2m}) que viene dada por las ecuaciones (2) y (3) de Hsu (1973, 1986):

$$(2)\quad V^*t = 0.048 \cdot V_{2m} \qquad o \qquad (3)\quad V_{2m} = V^*t \ / 0.048$$

Aplicándolas, se obtiene por tanto una velocidad umbral a 2 m de altura de:

$$V_{2m} = 4.0 \text{ m/s} = 14.4 \text{ km/h}$$

Mes	Rumbo	0.5-2 m/sg	2-4 m/sg	4-8 m/sg	> 8 m/sg	Total	
1	360	0.16892	0.87275	0.4223	0.08446	1.54842	
1	25	0.16892	1.06982	0.14077	0.02815	1.40766	
1	45	0.19707	1.43581	0.73198	0.08446	2.44932	
1	65	0.19707	0.70383	0.64752	0.16892	1.71734	
1	90	0.36599	1.82996	0.92905	0.39414	3.51914	
1	115	0.22523	1.3232	0.87275	0.08446	2.50563	
1	135	0.30968	3.20946	1.52027	0.4223	5.46171	
1	155	0.33784	2.78716	1.63288	0.25338	5.01126	
1	180	0.53491	2.61824	1.3232	0.16892	4.64527	
1	205	0.19707	0.61937	0.16892	0.05631	1.04167	
1	225	0.22523	1.12613	0.64752	0.30968	2.30856	
1	245	0.22523	1.01351	1.01351	0.53491	2.78716	
1	270	0.45045	4.75788	6.22185	5.8277	17.25788	
1	295	0.22523	2.47748	4.05405	1.99887	8.75563	
1	315	0.25338	3.37838	4.5045	2.19595	10.33221	
1	335	0.11261	1.35135	0.87275	0.16892	2.50563	
1	0	26.74549					
				25.70382	12.78153		38.48535

Figura 17.13: Ejemplo de cálculo de W en EXCELL para el mes de enero en la estación de Albacete a partir de los datos asociados al programa de Rosas de Vientos del Instituto Nacional de Meteorología (2002). Se tienen en cuenta las frecuencias en todas las direcciones (Rumbo) para las velocidades de viento en los intervalos >4-8 m/s y >8 m/s.

- El % del tiempo o frecuencia en el que el viento tiene una velocidad o superior a la velocidad umbral de 14.4 km/h (W), se obtuvo de los datos de frecuencias de vientos (Fig. 17.13) para diferentes intervalos de velocidades en m/s (0-2, 2-4, 4-8 y >8) asociados al programa de "Rosas de Vientos" en formato digital del Instituto Nacional de Meteorología (2002), lo cual permite extraer las frecuencias para velocidades superiores a 4 m/s (14 km/h). En las tablas 17.1 y 17.2, se expone la frecuencia (%) en la que la velocidad del viento es superior a 14.4 km/h en las cuatro estaciones de referencia:

Estaciones	En.	Feb.	Mar.	Abr.	My.	Jun.	Jul.	Ag.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
Albacete	38.5	43.9	47.1	44.4	45.9	46.6	43.7	34.3	33.3	34.5	37.6	37.6
Ciudad Real	25.2	37.4	33.8	35.1	36.5	39.5	34.3	28.5	23.2	22.1	22.6	17.7
Segovia	9.1	11.8	11.1	16.9	11.6	9.7	9.3	10.6	8.5	12.2	11.8	12.9
Valladolid	32.9	37.8	41.1	42.3	33.2	31.6	30.6	27.4	26	27.7	29.7	32.8

Tabla 17.1: Frecuencia (%) con la que el viento supera la velocidad umbral necesaria (14.4 km/h) para mover partículas de arena de 0.125 mm de diámetro en las 4 estaciones de referencia.

Estaciones	Frecuencia Anual (%)
Albacete	41.2
Ciudad Real	30.5
Segovia	11.3
Valladolid	35.7

Tabla 17.2: Frecuencia (%) anual con la que el viento supera la velocidad umbral necesaria (14.4 km/h) para mover partículas de arena de 0.125 mm de diámetro en las 4 estaciones de referencia.

- En cuanto a los valores de precipitaciones medias mensuales y evapotranspiración potencial (Thornthwaite, 1948) se utilizaron los datos ya expuestos en los respectivos capítulos de climatología 4.1.6 y 4.1.7 para Albacete, Ciudad Real, Segovia y Valladolid.

Los resultados obtenidos en el cálculo del Índice de Movilidad Potencial de Dunas se pueden contemplar a continuación en la tabla (17.3) y de forma gráfica en la figura 17.14.

Estaciones	En.	Feb.	Mar.	Abr.	My.	Jun.	Jul.	Ag.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
Albacete	17.0	24.7	42.6	35.2	83.5	136.5	703.6	359.3	124.1	45.1	21.8	13.6
Ciudad Real	5.9	11.2	24.5	30.5	74.2	160.4	483.2	485.2	92.1	28.1	9.1	3.8
Segovia	2.4	5.1	10.2	13.7	12.9	25.7	59.6	62.6	23.5	13.0	5.6	3.4
Valladolid	6.0	12.9	35.1	35.4	44.5	79.1	183.9	247.8	63.2	35.7	12.2	6.9

Tabla 17.3: Valores mensuales del Índice de movilidad de dunas para las 4 estaciones seleccionadas. En fondo rojo los meses con el índice de movilidad M>200 (dunas activas), en rosa los meses con M entre 100 y 200 (dunas parcialmente activas) y en amarillo los meses con M entre 50 y 100 (actividad eólica sólo en las crestas dunares).

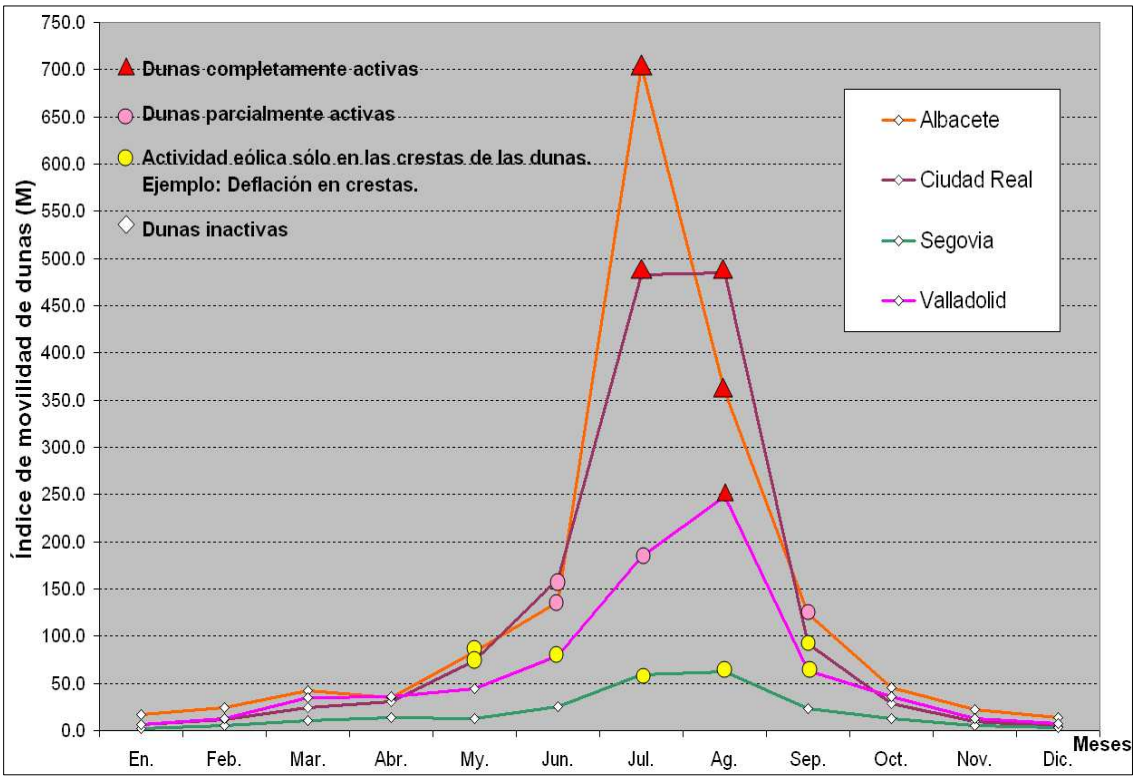


Figura 17.14: Variación anual del Índice de movilidad potencial de dunas (M=W/(P/PE)) para las estaciones seleccionadas de Tierra de Pinares y de La Mancha. Donde: W= porcentaje del tiempo o frecuencia (%) en la que el viento tiene una velocidad superior a la velocidad umbral (capaz de vencer las fuerzas de resistencia del suelo y transportar partículas de arena de un determinado diámetro); P = precipitación en mm; PE = evapotranspiración potencial en mm (Thornthwaite, 1948).

Analizando la variación mensual del índice (tabla 17.3 y Fig. 17.14), se observa como para todas las estaciones, la mayor movilidad potencial de las dunas se sitúa entre los meses de julio y agosto, por lo que tendría una clara estacionalidad propiciada por la alta aridez estival.

En el caso de la Llanura Manchega (Albacete y Ciudad Real), durante estos mese el índice de movilidad aumenta considerablemente, situándose por encima de 200, lo cual indica que podría haber dunas totalmente activas, mientras que en mayo, el índice M entre 50 y 100 indicaría la posibilidad de una actividad limitada a las crestas de las dunas (deflación eólica en crestas) que iría aumentando progresivamente hasta permitir una actividad dunar parcial en el mes de junio (M entre 100 y 200). En septiembre, el índice volvería a decrecer, de manera que en Albacete indica la posibilidad de movilidad dunar parcial, mientras que en Ciudad Real la actividad se limitaría de nuevo a las crestas dunares.

En cuanto a las estaciones de la Cuenca del Duero (Segovia y Valladolid) la movilidad de las dunas es más reducida que en la Mancha. En Valladolid el índice M estaría por encima de 50 entre junio y septiembre, pero en Segovia sólo superaría este valor durante julio y agosto. En esta última estación, la actividad dunar durante los meses de julio y agosto, estaría limitada a las crestas dunares, actividad eólica que en Valladolid se produciría durante los meses de junio y septiembre, mientras que en julio y agosto el índice M aumentaría considerablemente en la estación de Valladolid, indicando una movilidad parcial o total de las dunas.

Llama la atención, como este índice asigna una movilidad nula a los meses de abril y mayo en las estaciones de Segovia y Valladolid, lo cual no concuerda con los procesos eólicos actuales observados durante estos meses en Tierra de Pinares, en los que se pudo constatar como mínimo la formación de *ripples* eólicos y dunas *blowout* activas en arenales con escasa vegetación. En cuanto a la actividad eólica de las crestas dunares, esta es muy palpable en Tierra de Pinares, donde la actividad dunar se produce frecuentemente de forma parcial, mediante la removilización de arenas en las crestas y la formación de pequeños mantos de arena en movimiento por los flancos a sotavento.

En la Llanura Manchega oriental, se observa actividad eólica con formación de *ripples* eólicos y la existencia de dunas totalmente activas desde mayo a septiembre (Figs. 17.2, 17.3, 17.4 y 17.6), de forma que el índice de movilidad calculado (tabla 17.3 y Fig. 17.14) tampoco concuerda exactamente con estas observaciones, ya que predice este tipo de fenómenos únicamente entre julio y agosto.

Por otro lado, si se tiene en cuenta el cálculo anual del índice M para las cuatro estaciones de referencia (tabla 17.4), se puede observar como el resultado únicamente indica valores a tener en cuenta para las estaciones de Albacete, Ciudad Real y Valladolid, con la primera de ellas considerablemente mayores. Los valores del índice

en estas tres estaciones se encuentran entre 50 y 100, por lo que indicarían actividad dunar únicamente en las crestas de las dunas, de manera que a nivel anual podría considerarse como nula cualquier otro tipo de movilidad dunar.

Estaciones	Índice M anual
Albacete	83.1
Ciudad Real	52.2
Segovia	16.5
Valladolid	50.3

Tabla 17.4: Índice de movilidad de dunas anual para las 4 estaciones de referencia próximas a las dos zonas de estudio con depósitos eólicos cuaternarios: Tierra de Pinares y la Llanura Manchega. En amarillo los índices M > 50, que indican actividad eólica únicamente en las crestas dunares.

Las discrepancias observadas entre los índices de movilidad mensuales y anuales, así como con la actividad eólica actual observada, se deben, aparte del carácter anual que tiene originalmente el índice de Lancaster, al excesivo peso que se otorga a la *evapotranspiración* en su cálculo frente a otros factores meteorológicos como puede ser, la insolación, humedad ambiental y velocidad máxima del viento, que a nuestro juicio también son determinantes a la hora de favorecer la actividad eólica y movilidad de las dunas en los diferentes escenarios anuales e interanuales.

La falta de disponibilidad de datos de frecuencias de vientos anuales durante un período de tiempo relativamente largo (20 o 30 años) hace imposible realizar un cálculo del índice para una serie de años en cada una de las estaciones, lo cual permitiría analizar la evolución interanual del mismo y observar como éste varía en función de las precipitaciones anuales y de la intensidad de vientos registrados.

17.4. FACTORES QUE CONDICIONAN LA ACTIVIDAD EÓLICA Y LOS PROCESOS EROSIVOS EN TIERRA DE PINARES Y LA LLANURA MANCHEGA

Los procesos de erosión eólica tienen lugar cuando el viento como agente erosivo, arranca y transporta las partículas del suelo depositándolas en lugares distintos de los originales. Esta erosión puede realizarse por deflación (arranque-vaciado de partículas) y/o abrasión al impactar las partículas transportadas por el viento sobre los materiales que encuentra a su paso. Así, como se pudo comprobar el apartado 17.3 sobre procesos eólicos activos, la existencia de morfologías eólicas actuales sería consecuencia directa de la actividad eólica y de los procesos erosivos asociados que se están produciendo y cuyos factores se analizan a continuación.

17.4.1. La topografía

La topografía suele ser un factor determinante en los procesos de erosión eólica (García Salmerón, 1967), ya que el viento tiende a adaptarse a la superficie del terreno, incrementándose la deflación eólica en zonas amplias y llanas en las que no existen barreras naturales que disminuyan la energía del viento, tal y como sucede en la Llanura Manchega y en el sureste de la Cuenca del Duero. Pero además, el viento puede ser canalizado en valles paralelos a la dirección del viento y de este modo incrementar su energía erosiva, este es el caso del Cierzo en el valle del Ebro y del Mistral en el Ródano (Hardy et al., 1982). Algo similar sucedería en la parte central y oriental de Llanura Manchega, donde los relieves de la Sierra de Altomira al norte y el Campo de Montiel al sur (Fig. 7.1) delimitan un corredor relativamente estrecho y de dirección oeste-este, coincidente con los vientos dominantes. Por otro lado, en el sureste de la Cuenca del Duero, la proximidad del relieve del Sistema central alineado en la dirección suroeste-noreste (Fig. 8.3), produciría un efecto de redireccionado de los vientos occidentales, aumentando la componente suroeste de los mismos.

17.4.2. Los parámetros climáticos

Los diferentes parámetros climáticos como son la precipitación, la temperatura, velocidad del viento e insolación tienen una gran influencia en la actividad de modelado eólico y en los procesos erosivos. Las altas temperaturas y elevada insolación de la Llanura Manchega y del sureste de la Cuenca del Duero (Cap. 4, Apdo. 4.1.4 y 4.1.5)

generan elevadas tasas de evapotranspiración (Cap. 4, Apdo. 4.1.7), esto unido a las escasas precipitaciones (Cap. 4, Apdo. 4.1.6) produce un fuerte déficit hídrico con la correspondiente desecación del suelo desde finales de abril hasta el mes de octubre. Durante estos meses los suelos arenosos de origen eólico son más susceptibles a la erosión eólica debido a la baja cohesión entre sus granos de arena, lo contrario sucedería entre noviembre y abril, con suelos más húmedos en los que la película de agua que rodea sus partículas individuales produce una alta cohesión entre los agregados del suelo (Logie, 1982), dificultándose la erosión y el modelado eólico.

Lógicamente, la **velocidad del viento** es de vital importancia en los procesos de erosión eólica, siendo determinante la frecuencia con la que el viento supera una determinada velocidad umbral y es capaz de arrancar y transportar las partículas del suelo y por lo tanto producir erosión (Fig. 17.15). Para determinar esta frecuencia, se establece una velocidad umbral de 14.4 km/h que ha sido calculada tal y como se indicó en el capítulo 17.3 mediante las ecuaciones de transporte de arena de Bagnold (1960) y Hsu (1973, 1986) para diámetros de arena de cuarzo de 0.125 mm, posteriormente se obtienen las frecuencias de vientos con velocidades superiores a esta velocidad umbral (Fig. 17.13 y tabla 17.1). Dado que se trata de velocidades del viento por encima de la velocidad que moviliza unas partículas de un determinado tamaño, en realidad el rango de tamaños de arenas potencialmente movilizables se ampliaría por encima de éste diámetro mínimo (0.125 mm), incluyéndose las arenas de tamaños finos y medios presentes en los depósitos eólicos de ambos dominios geográficos.

En las estaciones próximas a Tierra de Pinares (Fig. 17.15), se observa una fuerte disparidad entre los datos de Valladolid (Villanubla) y Segovia, de forma que para esta última estación la frecuencia de vientos con velocidades superiores a la umbral oscila entre el 8.5 y el 17 %, pero sin superar en la mayoría de los meses el 14 %, mientras que en Valladolid la frecuencia para estas velocidades supera siempre el 25 %, con unos valores máximos primaverales (marzo y abril) por encima del 40 %. En ambas estaciones, las frecuencias máximas de velocidades del viento se alcanzan en la estación primaveral (abril), pero mientras que en Valladolid los valores van descendiendo progresivamente hasta alcanzar un mínimo a finales del verano y otoño (agosto, septiembre y octubre), en Segovia se produce un ligero aumento de frecuencias en el período octubre-noviembre-diciembre mientras que los mínimos anuales se alcanzan en enero y septiembre.

En el caso de la Mancha (Fig. 17.15), se observa como las estaciones de Ciudad Real y Albacete tienen valores de frecuencias de vientos por encima del 25 % la mayor

parte del año, con la excepción del período septiembre-octubre-noviembre-diciembre para Ciudad Real. En esta última, los valores oscilan entre el 16 y el 40 %, mientras que en Albacete los valores de frecuencias mensuales son siempre mayores que en Ciudad Real y oscilan entre el 33 y el 47 %. En Albacete al igual que en Ciudad Real hay dos máximos anuales, el primero de ellos no coincide ya que en Ciudad Real se produce en febrero, mientras que en Albacete se produce al principio de la primavera (marzo), sin embargo el segundo máximo anual coincide en ambas estaciones ya que se produce principios del verano, durante el mese de junio. Por otro lado, en el caso de Albacete el mínimo anual se alcanza en septiembre (igual que en Valladolid), mientras que en Ciudad Real el mínimo anual se registra en diciembre.

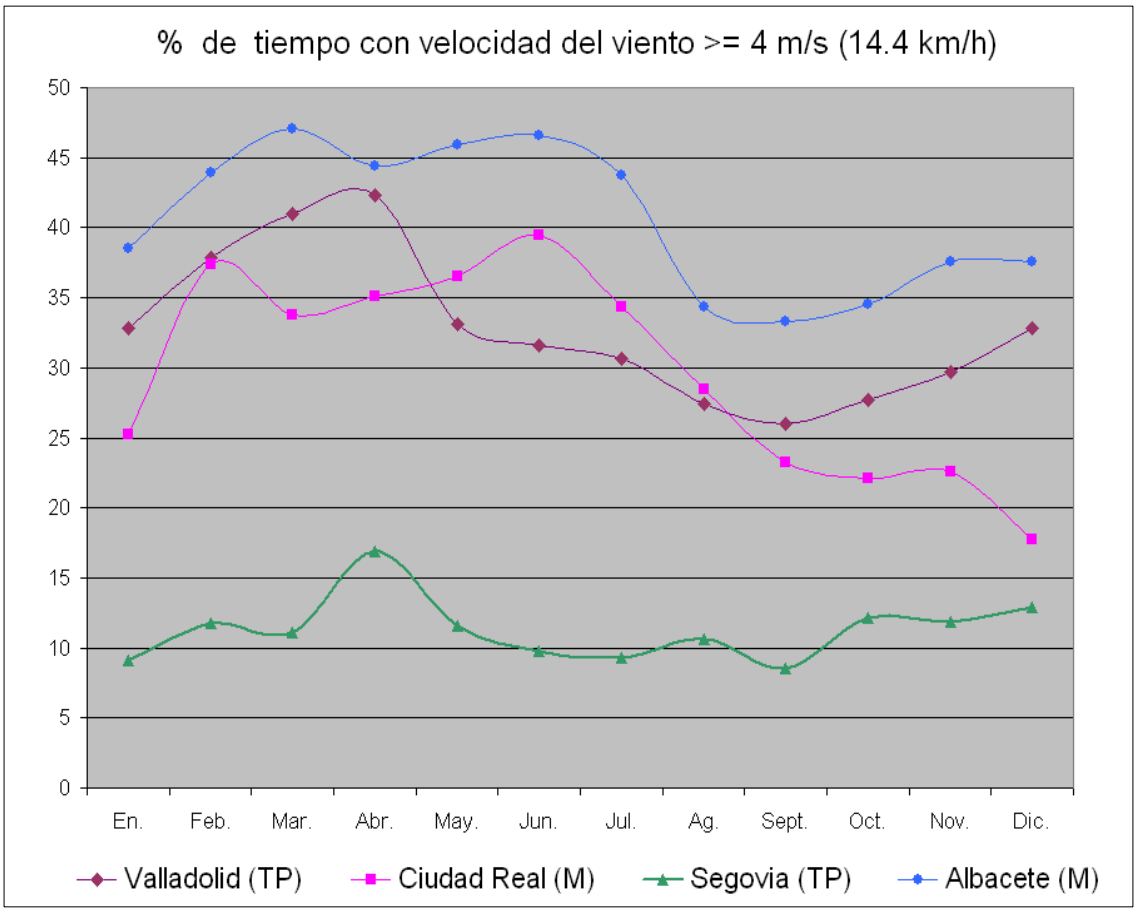


Figura 17.15: Variación anual de la frecuencia de vientos que igualan y superan la velocidad umbral de 14.4 km/h (capaza de movilizar partículas de 0.125 mm de diámetro). TP=Tierra de Pinares, M=Mancha.

También, en la tabla 17.5, que muestra tanto los valores medios de las velocidades máximas mensuales de los vientos y sus valores máximos absolutos, se observa como

estos superan los 50 km/h en todas las estaciones, y en algunos casos como Albacete y Valladolid con medias de rachas máximas habitualmente por encima de los 70 km/h. Asimismo, las velocidades máximas del viento se reparten de forma bastante homogénea a lo largo del año en la mayoría de las estaciones, aunque en el caso de Valladolid son claramente mayores en invierno, mientras que el resto suele haber un pico primaveral en el mes de abril y otro estival en los meses de junio o julio.

Estaciones	Anual	En.	Feb.	Mar.	Abr.	My.	Jun.	Jul.	Ag.	Sep.	Oct.	Nov.	Dic.
Valladolid V. Max. (Medias)	100.8	80.5	83.1	78.2	74.7	70.7	68.7	71.3	62.8	65.0	70.8	73.6	73.6
Valladolid V. Max.	133	133	121	101	103	95	108	95	97	86	121	121	112
Segovia V. Max. (Medias)	87	71	68	67	76	68	63	68	69	64	69	73	80
Segovia V. Max.	120	107	120	101	100	85	90	89	85	99	95	97	110
C. Real V. Max. (Medias)	76.7	55.3	61.2	54.6	58.2	54.5	50.2	57.6	54.8	55.8	53.1	58.1	59.5
C. Real V. Max.	104	68	86	79	70	66	83	94	83	66	79	101	104
Albacete V. Max. (Medias)	97.0	94	95.4	92.8	99.7	86.0	94.2	90.9	83.4	82.8	83.8	84.9	79.2
Albacete V. Max.	175	133	175	124	122	133	115	144	155	108	119	124	158

Tabla 17.5: Velocidades máximas de viento en km/h para el período 1961-1990 para las 4 estaciones de referencia. Medias de las velocidades máximas diarias y velocidades máximas absolutas. Fuente: INM (1988)

Los altos porcentajes de vientos con velocidades por encima de la mínima que moviliza las partículas de arenas y las velocidades máximas elevadas, coinciden entre abril y septiembre con una baja humedad en los suelos que favorece su erodabilidad por lo que la acción modeladora y erosiva del viento serían máximas durante este período de tiempo, tanto en Tierra de Pinares como en la Llanura Manchega. Está actividad eólica tendría lugar principalmente durante el día, preferentemente en las horas centrales, que es cuando el viento adquiere una mayor intensidad (Cap 4, Apdo. 4.1.9) y coincide con el momento de mayor radiación solar. Además, las velocidades medias diurnas en las estaciones estudiadas superan en su mayoría la velocidad umbral (14.4 km/h) necesaria para iniciar el movimiento de las partículas de arena (Cap. 4, Apdo. 4.1.9: tablas 4.11, 4.12 y 4.13).

17.4.3. La textura y estructura de las formaciones superficiales

La textura y estructura de los suelos son determinantes en los procesos de erosión eólica (Chepil, 1954; Quirantes, 1991), ya que la resistencia de un suelo a la erosión depende de la distribución del tamaño de las partículas que lo componen y de su capacidad para unirse y formar agregados estables. Los suelos arenosos poco evolucionados casi no forman agregados, excepto cuando están húmedos y por tanto son muy susceptibles al modelado y a la erosión eólica, al contrario que otros suelos con texturas finas (limos y arcillas) que suelen formar agregados estables y son más resistentes a la acción del viento.

Llanura aluvial de San Juan			**San Clemente**	**Casas de de los Pinos- Casas de Haro-Río Júcar**
Manto eólico y dunas limo-arcillosas		Áreas arenosas marginales		
% limo	% arcilla	% limo+arcilla	% limo+arcilla	% limo+arcilla
11.9	32	3.4	8.7	3.8

Tabla 17.6: Contenido medios en limo y arcilla de los depósitos eólicos en los diferentes sectores estudiados de la Llanura Manchega. Los porcentajes de limo y arcilla se obtuvieron por el método de la Pipeta de Robinson.

Horizontes Bt expuestos de los depósitos eólicos en la parte occidental y suroccidental de Tierra de Pinares.		**Resto de Tierra de Pinares**
% limo	% arcilla	% limo+arcilla
3.2	16.3	0.8

Tabla 17.7: Contenidos medios en limo y arcilla de los depósitos eólicos en los diferentes sectores estudiados de Tierra de Pinares. Los porcentajes de limo y arcilla se obtuvieron por el método de la Pipeta de Robinson. Los horizontes Bt expuestos se encuentran fundamentalmente en la zona de Adanero y los campos de dunas de Arévalo y Coca-Nava de la Asunción

Los análisis texturales realizados sobre muestras de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega, cuyos contenidos en limo y arcilla se muestran resumidos en las tablas 17.6 y 17.7, proporcionan una referencia importante a la hora de evaluar el comportamiento de estos materiales frente a la acción del viento. Comparando estos valores con los de la tabla 17.8 de pérdidas de suelo en relación con

el contenido en arcillas (Quirantes, 1991), tenemos que la erodabilidad es mínima cuando el porcentaje en arcilla es superior al 7.13 %, como ocurre en los depósitos eólicos limo-arcillosos de la Llanura aluvial de San Juan en La Mancha y con los horizontes Bt expuestos de la parte occidental y meridional de Tierra de Pinares. También, el contenido cercano al 9 % de limos y arcillas en los depósitos eólicos de San Clemente (tabla 17.6) proporcionaría una erodabilidad media-baja. Por el contrario, los depósitos eólicos arenosos de las áreas marginales de la Llanura aluvial de San Juan y del corredor "Casas de los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar" (tabla 17.6) y de la mayor parte de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares (tabla 17.7), tendrían contenidos en arcilla muy bajos, por lo que su erodabilidad sería máxima.

Pérdidas de suelo (mm/año)	% de arcillas	Erodabilidad *
< 0.1 0.1 a 0.3	> 13.25 7.13 a 13.25	**MÍNIMA**
0.3 a 0.5 **0.5 a 0.7**	**5.50 a 7.13** **4.55 a 5.50**	**BAJA** **MEDIA**
0.7 a 1.0 > 1.0	3.50 a 4.55 < 3.50	**MÁXIMA**

Tabla 17.8: Pérdidas de suelo y erodabilidad (cualitativa) en relación con el contenido de arcillas según Quirantes (1991). *Erodabilidad: Susceptibilidad de los suelos y formaciones superficiales a ser erosionados.

Figura 17.16: Compactación del suelo en superficie de duna arcillosa cultivada en la Llanura aluvial de San Juan (La Mancha).

La baja erodabilidad de los depósitos eólicos limo-arcillosos de la Llanura aluvial de San Juan y del sector de San Clemente en la Llanura Manchega, está confirmada por la ausencia en estos lugares de procesos eólicos significativos como consecuencia del alto grado de cohesión del suelo (Fig. 17.16). Esto mismo sucedería en los depósitos eólicos de Tierra de Pinares con horizontes Bt superficiales cultivados. Aunque en este último caso, ha sido la deflación eólica, junto con las labores agrícolas de roturación lo que ha producido la eliminación de los horizontes superiores A y E de arenas sin limos-arcillas, hasta quedar el horizonte Bt expuesto y frenarse los procesos erosivos causados por la acción del viento.

17.4.4. La rugosidad superficial, la cubierta vegetal y los usos del suelo

Estos factores relacionados entre sí, también juegan un papel determinante en la actividad y procesos erosivos (Lyles *et al*., 1974; Logie, 1982). Así, las irregularidades del terreno y la cubierta vegetal actúan sobre la distribución de la velocidad del viento con la altura a causa de los fenómenos de fricción y turbulencia, influyendo también en la intensidad de la erosión, al proteger e impedir el arrastre de partículas erosivas.

En el caso de la Llanura Manchega y Tierra de Pinares, se ha comprobado como las zonas con depósitos eólicos con una densa cubierta vegetal, como pueden ser las zonas con pinares de repoblación o encinares, no presentan ningún tipo de proceso eólico activo en la actualidad, y por tanto la erosión eólica es mínima. Aparte de esto, la vegetación tiene la capacidad de sujetar el suelo con sus raíces y de esta manera aumentar su resistencia frente a la erosión, por lo que se puede decir que las repoblaciones forestales descritas en ambos dominios geográficos han logrado la fijación efectiva de las dunas (Cap. 4., Apdos. 4.3.3 y 4.3.4 sobre los usos tradicionales del suelo sobre los depósitos eólicos de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega).

Sin embargo, en determinadas zonas de Tierra de Pinares, la política de repoblación llevada a cabo no ha prosperado debido a diferentes causas: estar muy expuestas a la acción eólica, pequeños incendios que redujeron la cubierta vegetal, prácticas de desbroces intensivas unida a una distancia entre ejemplares de pinos excesiva (Cap. 4, Apdo. 4.3.3), así como un elevado tránsito de vehículos agrícolas (principalmente tractores) y todoterrenos que producen la desestabilización de las arenas superficiales en las numerosas pistas que surcan los arenales (Fig. 17.17). De manera que todos estos factores han favorecido la actividad eólica y la degradación de la vegetación forestal en estas zonas.

Figura 17.17: Pinar degradado en Tierra de Pinares con frecuente tránsito de tractores y vehículos todoterreno que inestabilizan la superficie arenosa favoreciendo la actividad eólica.

En cuanto a la Llanura Manchega, los cultivos de vid establecidos sobre las formaciones eólicas arenosas de la (Fig. 17.18: A y B) tienen un comportamiento característico frente a la acción eólica. Por un lado, la cubierta vegetal entre cepas suele ser prácticamente nula debido a la práctica de limpiar las “malas hierbas”, quedando el suelo desprotegido frente a la acción del viento. Por otro lado, aunque la variedad autóctona de vid, la *Airén*, es de porte muy rastrero (Peinado y Martínez, 1985), la distancia tradicional entre cepas o *cuadra real* de aproximadamente 2.5 m (Fig. 17.18-B, foto inferior) implica una baja densidad de vegetación, de manera que únicamente existe una protección efectiva del suelo durante el periodo de mayor desarrollo vegetativo, entre junio y octubre. El resto del año y sobre todo desde febrero a finales de mayo, el suelo prácticamente desnudo de los viñedos estaría sometido a la acción del viento (Fig. 17.18-A: foto superior).

Finalmente, en la Llanura Manchega, la elevada frecuencia de laboreos con el arado de vertedera para la preparación del viñedo durante el período de reposo vegetativo, produce un excesivo desmenuzamiento del terreno que favorece los procesos de deflación y acumulación eólica.

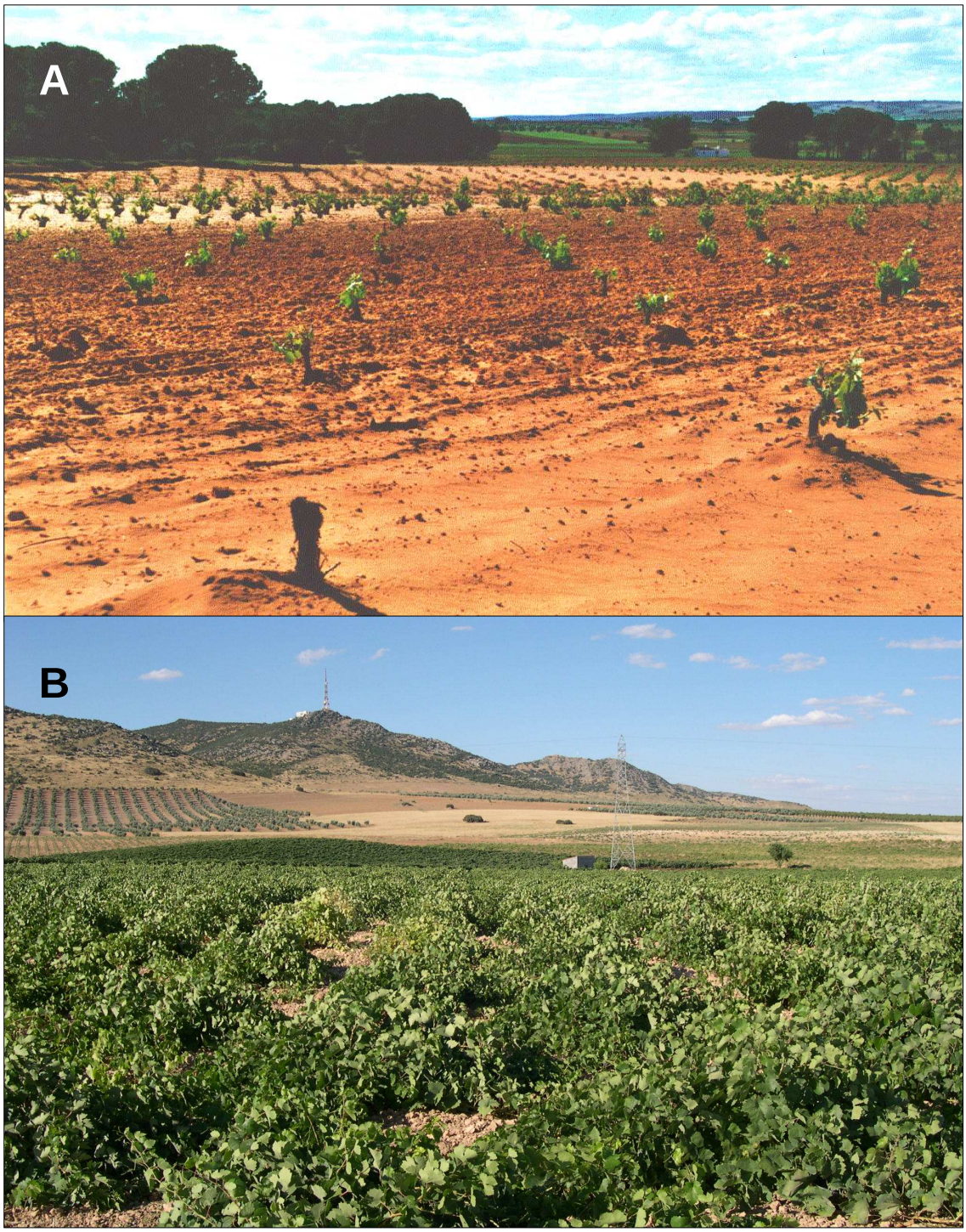


Figura 17.18: Fotografías de viñedos de la Llanura Manchega en dos momentos vegetativos diferentes. A: La foto superior muestra un viñedo de la Llanura Manchega oriental en el mes de mayo con la típica separación de cepas en cuadra Real y el suelo de arenas eólicas desprotegido frente la acción del viento, también se aprecia los efectos de la abrasión eólica sobre las plantas, algunas de ellas sin hojas. B: La foto inferior (Fuente: Wikipedia) muestra otro viñedo manchego en las cercanías de Puerto Lapice, con la variedad Airén en su momento de mayor desarrollo vegetativo (agosto-septiembre) y la superficie del suelo totalmente protegido de la acción eólica.

17.5. EFECTOS DE LA ACTIVIDAD EÓLICA ACTUAL EN EL MEDIO NATURAL DE TIERRA DE PINARES Y DE LA LLANURA MANCHEGA

En el apartado 17.2.2 sobre los procesos eólicos recientes y actuales en Tierra de Pinares, quedó patente que la actividad eólica actual en este territorio y sus morfologías eólicas resultantes, tienen lugar sobre arenales con escasa cubierta vegetal o pinares degradados. En lo que respecta a la Llanura Manchega, en el apartado 17.2.1 sobre los procesos eólicos activos, quedó reflejado que las tierras de cultivo de viñedo-olivar que se encuentran en el corredor arenoso "Casas de los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar" y en menor medida, las áreas arenosas marginales de la Llanura aluvial de San Juan, son las que acusan una mayor actividad eólica.

Como consecuencia de la actividad eólica en ambos dominios geográficos se producen tres efectos principales sobre el medio natural (tabla 17.9), como son la pérdida de suelo, la acumulación de arenas sobre la vegetación y la abrasión de la vegetación. Estos efectos se tratarán en detalle en los siguientes apartados.

Dominio Geográfico	Acción eólica	Efecto de la acción eólica	Consecuencia sobre el medio natural	Intensidad
Llanura Manchega	Deflación eólica	Pérdida de suelo.	Degradación edáfica.	**Moderada**
	Erosión, transporte y deposición de arenas	Acumulación de arenas sobre la vegetación	Reducción de fotosíntesis en vides y putrefacción del tronco.	**Alta**
	Abrasión eólica	Abrasión de la vegetación	Pérdida de hojas en las vides y reducción fotosíntesis.	**Baja**
Tierra de Pinares	Deflación eólica	Pérdida de suelo	Degradación edáfica. Exposición de las raíces de plantas.	**Moderada**
	Abrasión eólica	Abrasión eólica de la vegetación	Pérdida de acículas de pinos y reducción fotosíntesis. Daños en los troncos de plantas.	**Alta**

Tabla 17.9: Resumen de los principales efectos de la actividad eólica y sus consecuencias sobre el medio natural en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega.

17.5.1. Pérdidas de suelo

Debido a la acción de deflación eólica, hay pérdidas de suelo en la parte más superficial de los arenales de origen eólico que es donde se acumula un mayor porcentaje de materia orgánica, de manera que se produce un empobrecimiento de la capacidad edáfica y disminuye la productividad del terreno. Se trata de un fenómeno que se retroalimenta, ya que el empobrecimiento de la capacidad edáfica limita el

crecimiento vegetal y la disminución progresiva de la vegetación favorece la acción erosiva de viento, y así sucesivamente. En Tierra de Pinares, la pérdida de suelo afecta a los arenales con pinares de repoblación de baja densidad arbórea y a otros prácticamente desprovistos de cubierta vegetal, llegando la acción del viento en los casos más extremos a eliminar el suelo en la base de las plantas, poniendo al descubierto las raíces (Fig. 17.19). En el caso de la Llanura Manchega, esta pérdida de suelo y empobrecimiento edáfico afecta a las zonas con cultivos de vid.

Figura 17.19: Fotografía en la que se aprecia la pérdida de suelo en la base de pino joven poniendo al descubierto parte de las raíces. Arenal con escasa vegetación en las proximidades de Sanchonuño (Tierra de Pinares).

17.5.2. Acumulaciones de arena sobre la vegetación

La acumulación de arenas sobre la vegetación se produce como consecuencia del transporte de la arena por el viento y su posterior deposición en zonas diferentes al disminuir la energía del viento, o ante la presencia de un obstáculo en el terreno. De esta manera, se altera la composición y estructura del suelo y también se impide el desarrollo de la vegetación.

Este efecto de la actividad eólica no se ha observado actualmente en Tierra de Pinares, aunque la figura 17.6-A con una foto del año 1950, muestra la formación de *nebkhas* sobre los matorrales en el campo de dunas de La Parrilla.

Sin embargo, en la Llanura Manchega, este fenómeno de acumulación de las arenas sobre la vegetación es bastante frecuente y ha podido observarse principalmente sobre viñedos, de manera que las vides sobre las que se acumula la arena (Fig. 17.20) sufren una drástica disminución de su capacidad fotosintética, se debilitan y acaban muriendo o disminuyendo drásticamente su capacidad de producción. Igualmente, el tronco de las cepas enterrado en la arena puede ser atacado por distintos microorganismos y parásitos que causan su putrefacción ayudados por la humedad del terreno en época de lluvias. Esta acumulación de arena sobre las cepas sería el mayor problema ocasionado por el viento según los agricultores de la zona.

Figura 17.20: Cepas parcialmente cubiertas por la arena, al Este de Casas de Haro (Llanura Manchega oriental). También se aprecian pequeños *ripples* eólicos formados sobre las arenas.

Este fenómeno de acumulación de arenas, también pueden sufrirlo en la Llanura Manchega ejemplares jóvenes de pino en las zonas repobladas más próximas a los campos de cultivo, como quedó patente en la descripción de los principales procesos eólicos activos (Apdo. 17.2.1.2, Fig. 17.5).

17.5.3. Abrasión eólica de la vegetación

La abrasión eólica, se produce cuando la nube de partículas de arena moviéndose en saltación impactan de forma reiterada contra determinados obstáculos. En el caso de obstáculos vegetales, produce sobre ellos un efecto abrasivo sobre la corteza y hojas a baja altura (hasta 1.5 m), pudiendo morir la planta en el caso de los ejemplares más jóvenes de escasa altura y envergadura.

En la Llanura Manchega, al producirse este fenómeno en los viñedos, las plantas más afectadas son las cepas de pequeño tamaño que apenas superan los 0.5 m de altura, siendo el momento más vulnerable cuando comienza su desarrollo vegetativo en primavera, momento en el que presentan poca envergadura y protección frente a las partículas abrasivas (Fig. 17.18-A).

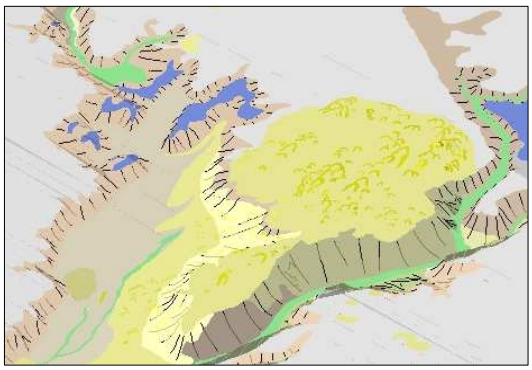
Figura 17.21: Ejemplares jóvenes de pino con la base afectada hasta los 1.3 m de altura aproximadamente por el efecto de la abrasión eólica. Se aprecia la pérdida de acículas en la parte inferior debido al impacto de las partículas de arena. Proximidades de Sanchonuño (Tierra de Pinares).

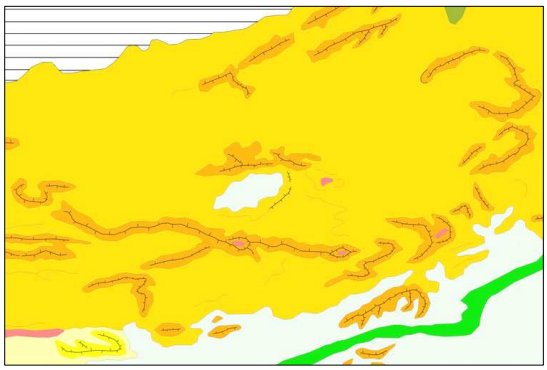
En Tierra de Pinares, este efecto abrasivo se produce sobre ejemplares de pino y arbustos en los arenales poco vegetados y en sus proximidades, así como en las inmediaciones de las zonas degradadas por el tránsito de tractores y vehículos todoterreno (Fig. 17.17). Se observa una fuerte abrasión en los pinos jóvenes y arbustos,

con perdida de corteza y de acículas u hojas hasta los 1.3 m de altura (Figs. 17.21 y 17.22). Como resultado de esta acción abrasiva, los ejemplares más pequeños (inferiores a 1.5 m) pueden llegar a perecer, mientras que los ejemplares jóvenes de mediana altura pueden ver frenado su crecimiento, al disminuir su capacidad fotosintética y ver limitado el aporte de nutrientes por el tronco en el caso de haber perdido parte de la corteza y su sistema vascular.

Figura 17.22: Ejemplar joven de pino de 1.6 m de altura con la base afectada hasta los aproximadamente 1.2 m de altura por el efecto de la abrasión eólica. Campo de dunas de Cantalejo (Tierra de Pinares).

18. Conclusiones





18.1. APORTACIONES DE LA TESIS

Se exponen a continuación las aportaciones más importantes de esta Tesis Doctoral que a nuestro juicio son:

- Haber realizado una novedosa cartografía geomorfológica detallada del sistema eólico de Tierra de Pinares, complementada con los elementos morfológicos más significativos del relieve de esta zona, principalmente de aquellos pertenecientes al sistema fluvial y lacustre, así como de las principales formas estructurales. Esta cartografía ha permitido profundizar en el conocimiento de las formas eólicas y depósitos asociados del sureste de la Cuenca del Duero. Igualmente, se contribuye al conocimiento cartográfico de los sistemas eólicos de la Llanura Manchega mediante cartografías geomorfológicas actualizadas.

- Las cartografías geomorfológicas han sido incorporadas digitalmente a un Sistema de Información Geográfica, el cual permitirá mantener un inventario completo, tanto espacial y como alfanumérico de las formas eólicas y datos asociados, garantizando nuevas investigaciones que se puedan plantear en el futuro.

- Contribuir al conocimiento detallado de las formas eólicas del interior peninsular, los procesos que las han formado, la evolución de los conjuntos dunares y la génesis en general de los sistemas eólicos del centro peninsular. Además, en Tierra de Pinares ha podido establecerse un modelo de formación y evolución dunar coherente con las observaciones y cartografías geomorfológicas realizadas.

- Analizar la variación espacial de los distintos parámetros texturales de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares.

- Determinar la naturaleza de los paleovientos constructores de las formas dunares, intentando hacer una primera aproximación cuantitativa a la intensidad de los mismos y su variabilidad.

- Contribuir con nuevas dataciones de las formas-depósitos eólicos y suelos asociados al establecimiento de una cronología lo más exacta posible de los períodos de actividad y estabilidad eólica en los sistemas eólicos del centro peninsular.

- Correlacionar la actividad-estabilidad eólica con los principales paleoeventos climáticos del Cuaternario reciente y Holoceno a nivel local y global.

- Hacer una aproximación a los procesos eólicos activos que tienen lugar en la actualidad, tanto en Tierra de Pinares como en la Llanura manchega, analizando los factores que condicionan la actividad eólica y procesos erosivos asociados, así como sus efectos sobre el medio natural.

18.2. CONCLUSIONES

Las principales conclusiones de esta tesis, agrupadas en diferentes temáticas, son las siguientes:

18.2.1. Geomorfológicas

- Los mantos eólicos o *sand sheets*, con unos 1500 y 400 km^2 de extensión en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega respectivamente, son las formaciones eólicas predominantes en ambas zonas.

- Morfológicamente, en la Llanura Manchega se pueden distinguir, mantos eólicos, dunas parabólicas (72 %) tanto simples como compuestas, dunas transversas (9 %), longitudinales (6 %), y dunas arcillosas semejantes a *lunettes* a sotavento de playas arcilloso-salinas, aparte de dunas trepadoras y dunas irregulares. También existen formas eólicas erosivas, como son los *blowouts y* surcos de deflación *(wind-furrows*). Las alturas máximas de las dunas se registran en la Llanura aluvial de San Juan con 10-12 m, aunque lo normal es que sus crestas no sobrepasen los 4-5 m de alto.

- Las observaciones morfológicas y estudios texturales de las dunas arcillosas de la Llanura Manchega indican que estas se habrían formado por la exposición a los vientos prevalentes de fondos lacustres estacionales con sedimentos salinos y arcillosos. A falta de futuras investigaciones, lo más probable es que la gran variedad morfológica de dunas arcillosas detectada en la Llanura aluvial de San Juan se deba al recubrimiento con partículas limo-arcillosas de morfologías arenosas previas, con la excepción de los *lunettes* que si serían los productos eólicos genuinos de la deflación de limos y arcillas procedentes de los fondos tipo playa.

- Las formas eólicas de acumulación más características en Tierra de Pinares son los mantos eólicos y las dunas parabólicas, estas últimas con un 76 % del total de las formas dunares. También se reconocen dunas transversas (16 %), barjanes (1.7 %), domos (2 %) y formas longitudinales (2.7 %), así como formas de deflación eólica como son los *blowouts* y surcos de deflación, en algunos casos formando

agrupaciones con apariencia de enrejado. Igualmente, se ha constatado la posible existencia acumulaciones eólicas tipo *zíbars* constituidos por partículas muy gruesas. Por otra parte, los cuerpos dunares con mayores dimensiones se encuentran en el campo de dunas de Sanchonuño-Lastras de Cuéllar, con dunas de hasta 24 m de altura, longitudes kilométricas y anchuras de centenares de metros, sin embargo, en general la altura media de las dunas es de 5-6 m, con anchuras de decenas de metros y longitudes que no suelen sobrepasar los 500 m.

- En las dos zonas estudiadas con depósitos eólicos continentales, predominan la dunas parabólicas, tanto simples como compuestas, las primeras de ellas formadas a partir de la evolución de dunas *blowout* y las segundas por la unión-superposición de varios cuerpos simples con distintas velocidades de desplazamiento. El predominio de los mantos eólicos y dunas parabólicas relictas permite enmarcar estos depósitos eólicos entre las "dunas estabilizadas de altas latitudes" de Livingstone y Warren (1996), esto, junto con la presencia de dunas transversas de cresta sinuosa, señala el papel activo de una cubierta vegetal poco densa y de tipo arbustivo en la formación de estos sistemas eólicos. Aparte del importante papel de la vegetación directamente relacionado con las condiciones de humedad ambiental, en algunas zonas, tanto de la campiña centro-oriental de Tierra de Pinares como de la Llanura Manchega centro-occidental, el sistema eólico podría haber estado influenciado por la oscilación de niveles freáticos próximos a la superficie y la presencia de láminas de agua permanentes.

- En los campos de dunas de Tierra de Pinares, se observa una zonación en la distribución de las formas de acumulación que ha permitido a su vez establecer un modelo de evolución dunar (Cap. 14, Apdo. 14.3). Así, las áreas a barlovento (oeste y suroeste) de los campos de dunas, tienen morfologías menores y de inferior complejidad que en las zonas centrales y márgenes a sotavento (este y noreste), donde predominan los procesos de acreción dunar. Esta zonación no se aprecia en la Llanura Manchega, donde las formas dunares se distribuyen de forma más irregular y sin un patrón definido en su diferenciación morfológica.

- En cuanto a los paleovientos constructores de las formas dunares, estos han sido deducidos a partir de las morfologías dunares y analizados estadísticamente. Así, en Tierra de Pinares habría habido un claro predominio de los viento del suroeste, y en menor medida del oeste y noroeste. Por el contrario, en la Llanura Manchega habrían predominado los vientos del oeste, noroeste y en menor medida del suroeste. En el caso de Tierra de Pinares, también se ha podido comprobar que los paleovientos constructores deducidos morfológicamente son coincidentes con las paleocorrientes

obtenidas de medidas en los planos de laminación de las estructuras internas de los depósitos dunares.

- En ambas zonas habría una alternancia entre vientos muy unidireccionales que favorecerían la formación de dunas parabólicas alargadas y vientos más variables que serían los responsables de las formas parabólicas más abiertas (semicirculares y en media luna). Asimismo, el análisis en detalle realizado sobre estos paleovientos constructores en un depósito dunar en las proximidades de Nava de la Asunción, sugiere que los vientos que lo formaron fueron de gran intensidad, capaces de movilizar partículas de gran tamaño y con una clara ciclicidad, probablemente estacional que quedó reflejada en los paquetes de laminaciones con distintos tamaños de grano que forman el depósito, de manera que a un período con vientos de mayor velocidad le sucedía otro de menor intensidad y así sucesivamente.

- Estos vientos del suroeste y oeste, también fueron los responsables de los procesos de erosivos con formación de *blowouts* y surcos de deflación en ambos dominios geográficos. De igual manera, las morfologías similares a *pans* en la Llanura Manchega y algunos fondos húmedos (navas y lagunas) de Tierra de Pinares, tienen sus ejes principales alargados en la dirección de los vientos dominantes, lo cual sugiere que en la construcción de estas depresiones lacustres también han tenido un papel importante los procesos de deflación eólica.

18.2.2. Sedimentológicas, mineralógicas y geoquímicas

- Las características composicionales y morfoscópicas de los depósitos eólicos en la Llanura Manchega denuncian un origen cercano, localizado principalmente en los sistemas aluviales del Guadiana, y Júcar, en los abanicos aluviales, en el Plioceno de la Llanura Manchega y algunos fondos endorreicos. Se distinguen dos facies granulométricas, una arenosa y otra limo-arcillosa. La facies arenosa de la Llanura Manchega está formada por arenas fundamentalmente de cuarzo (90 %), moderadamente o bien clasificadas y concentran sus tamaños en los intervalos de arena fina y media (0.125-0.5 mm), mientras que sus contenidos en arenas muy gruesas son prácticamente inexistentes. En oposición a esta facies arenosa, con bajos contenidos en limo y arcilla, en la Llanura aluvial de San Juan (Llanura Manchega centro-occidental) se ha acumulado una gran extensión de dunas y mantos eólicos entre Arenales de San Gregorio y Alcázar de San Juan con contenidos de limo y arcilla superiores al 8 %.

- Las observaciones morfológicas y estudios texturales de las dunas arcillosas con formas de *lunettes* de la Llanura Manchega, indican que estas se habrían formado por la exposición a los vientos prevalentes de fondos lacustres estacionales con sedimentos salinos y arcillosos. También es muy probable que los materiales limo-arcillosos originados por deflación de las playas estén cubriendo dunas arenosas de diferentes morfologías formadas previamente por la deflación eólica de las arenas que constituyen el substrato cuaternario del sistema aluvial del Guadiana.

- En Tierra de Pinares sólo se ha determinado una única facies eólica arenosa formada fundamentalmente por arenas de cuarzo (65 %) y feldespato (32 %), con tamaños de grano variable, de manera que las características texturales de los depósitos dependen fundamentalmente de sus áreas madre y la proximidad o lejanía de estas. Así, las arenas procedentes de los depósitos fluviales cuaternarios están mejor clasificadas y se acumulan en tamaños de arena media-fina, mientras que las de origen principal en las facies arcósicas terciarias están poco clasificadas y tienen sus tamaños medios en el intervalo medio y grueso (0.250-1 mm), encontrándose en ellas habitualmente partículas muy gruesas con tamaño de grava muy fina y fina (2-4 mm).

- En Tierra de Pinares, las granulometrías más gruesas predominarían en las zona occidental, suroccidental y meridional donde aflora con más frecuencia el substrato Terciario arcósico y los depósitos eólicos se encuentran muy próximos a estas áreas fuente. Por el contrario, las arenas eólicas con granulometría más finas se encuentran principalmente en la zona oriental y septentrional, en la primera, el substrato fluvial Cuaternario es más extenso y la gran extensión de los depósitos aumenta la distancia respecto el área fuente, mientras que en los depósitos eólicos sobre los páramos carbonatados, la gran lejanía del área fuente y el desnivel topográfico que tienen que superar las arenas, producen una disminución del tamaño y la mejor clasificación de las mismas.

- Todos los parámetros texturales y morfoscópicos de los granos de arena, indican una mayor madurez de los depósitos eólicos de Tierra de Pinares situados sobre los páramos Miocenos en el sector septentrional de la zona de estudio, aunque esto no impide que también se encuentren en ellos algunos depósitos dunares y de mantos eólicos con granulometrías gruesas.

- Los análisis químicos efectuados en muestras de arenas de Tierra de Pinares mediante FRX+A.Atómica(Na), proporcionan resultados muy homogéneos para todas ellas. Por otro lado, los análisis de contenidos en materia orgánica (MO) y de pérdidas por calcinación (PPC), permiten distinguir claramente las muestras recogidas en niveles

enterrados de arenas oscuras e identificarlos con mucha probabilidad como horizontes A_b de suelos. Estos horizontes edáficos, con pequeños contenidos en MO e intercalados entre secuencias de arenas eólicas, pueden ser datados mediante radiocarbono (^{14}C-AMS). Asimismo, estos horizontes A_b de suelos se habrían formado en momentos de estabilidad eólica y de mayor humedad ambiental, estando aunque no siempre, preferentemente asociados a las zonas mas deprimidas del relieve eólico.

18.2.3. Cronológicas, paleoclimáticas y ambientales

- Las dataciones de los depósitos eólicos del centro peninsular realizadas mediante métodos de luminiscencia (TL y OSL) y radiocarbono (^{14}C-AMS), este último en el caso de los horizontes edáficos intercalados entre secuencia eólicas, han permitido establecer períodos de actividad y estabilidad eólica. Igualmente, se confirma la rápida respuesta de los medios eólicos continentales a los cambios climáticos y se ratifican como excelentes marcadores de momentos de aridez ambiental.

- Las dataciones por luminiscencia de los depósitos dunares indican que la actividad eólica con formación de dunas en Tierra de Pinares y La Mancha tuvo lugar principalmente durante las etapas frías del Cuaternario reciente (eventos *Heinrich* y estadiales de los ciclo D-O) y del Holoceno temprano-medio, coincidiendo estas fases frías con una mayor aridez ambiental.

- Los estudios palinológicos y de estratigrafía de eventos del centro peninsular, indican que durante estos períodos fríos, el desarrollo arbóreo es limitado mientras que se aprecia un incremento de la vegetación esteparia de hierba y arbustos, lo cual está en consonancia con las condiciones medioambientales necesarias para la formación de los mantos eólicos y mayoría de las formas dunares observadas.

- De acuerdo con estas dataciones, la formación de las dunas arenosas en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega tuvo lugar principalmente entre los 13.5 y 7 ka BP, es decir, durante el estadial GS-1 (*Younger Dryas*) y el Holoceno temprano-medio, coincidiendo este último con el episodio frío entre los 9 y 8 ka BP. En la Llanura Manchega, también se produce la formación de dunas arenosas durante el intervalo 17-14.5 ka BP que coincidiría aproximadamente con los momentos de mayor enfriamiento asociados a los eventos *Heinrich* HE-1 y *Oldest Dryas* (GS-2a).

- En cuanto a las dunas arcillosas de la Llanura Manchega, estas se habrían formado principalmente entre los 29.5 y 7 ka BP con una breve interrupción en el intervalo 15-

14 ka BP ka BP (GI-1e, *Bölling*), de manera que la acumulación eólica coincide principalmente con los eventos HE-2 y HE-1, los estadiales GS-2 y GS-1 (YD), así como con el episodio frío del Holoceno temprano-medio mencionado anteriormente. Una mayor humedad ambiental y en consecuencia el cambio en las condiciones hídricas de las playas de la Llanura Manchega centro-occidental, habría detenido la formación de dunas arcillosas a partir de los 6.5 ka BP.

- En ambos dominios geográficos hay una reactivación eólica de algunos depósitos arenosos en el Holoceno Superior con máxima actividad entre los 5 y 2 ka BP y en el intervalo 0.5-0.15 ka BP. La primera de estas reactivaciones coincide con los episodios de aridez en torno a los 5 Ka BP y con los cambios en los usos del suelo que tuvieron lugar durante el período Neolítico, Edad de los Metales e inicios de la Romanización en la Península Ibérica. Mientras que la actividad eólica más reciente (0.5-0.15 ka BP), coincide con la Pequeña Edad del Hielo, período de alta variabilidad climática con frecuentes e intensas sequías en el centro peninsular que habría propiciado la formación de dunas en Tierra de Pinares y la Llanura Manchega.

- También se observan períodos de estabilización eólica, bien identificados en Tierra de Pinares a través de los horizontes A_b de suelos y que han sido datados mediante ^{14}C-AMS. Estos períodos de estabilización sin actividad eólica, se corresponden en su mayoría con "óptimos climáticos" (mayor temperatura y precipitaciones), reflejados en forma de variaciones positivas del $\delta^{18}O$ en la curva GISP2 (Walter *et al.*, 1999). Entre estos momentos de estabilización, destacan las interrupciones alrededor de los 11.8, 10.2, 6.2, y 1 ka BP. La primera de ellas (11.8 ka BP) coincide con un momento de "bonanza" climática dentro del *Younger Dryas*, la segunda (10.2 ka BP) con el cambio de las condiciones climáticas durante la transición Pleistoceno Superior-Holoceno, la tercera (6.2 ka BP) con el óptimo climático del Holoceno y la última, alrededor del 1 ka BP, con el Óptimo Climático Medieval.

18.2.4. Actividad eólica actual y procesos erosivos

- En Tierra de Pinares y en la Llanura Manchega se ha observado actividad eólica en la actualidad, aunque mucho más atenuada que en el pasado. En ambos casos, los procesos eólicos activos tienen lugar sobre las formaciones arenosas de origen eólico con escasa cubierta vegetal. En el caso de la Llanura Manchega, estos procesos se producen en terrenos cultivados fundamentalmente con vides-olivos y en zonas limítrofes, mientras que en Tierra de Pinares se producen sobre zonas de pinares degradados, bien porque la política de repoblación forestal llevada a cabo no prosperó

en determinadas zonas muy expuestas a la acción eólica, bien porque se produjeron incendios que redujeron la cubierta vegetal, o bien porque en determinadas zonas hay un intenso tránsito de vehículos agrícolas y todoterreno que remueven la superficie del manto arenoso propiciando la actividad eólica.

- En la Llanura Manchega, actualmente la acción del viento da lugar a morfologías eólicas como son los *ripples* eólicos, *nebkhas*, pequeñas dunas transversas y frentes dunares longitudinales. Estos últimos, son el proceso activo más significativo y tienen lugar en las zonas más orientales de la Llanura Manchega. Por el contrario, las formaciones eólicas manchegas con contenidos en limo y arcilla superiores al 8 % se encuentran en la actualidad estabilizadas, al igual que sucedería en algunas zonas de Tierra de Pinares con depósitos eólicos cultivados sobre horizontes Bt arcillosos y expuestos en superficie.

- En Tierra de Pinares, también se observan procesos eólicos actuales con formación de *ripples* eólicos y *blowouts*, así como la reactivación de algunas dunas *blowout* situadas en los flancos a barlovento de rampas parabólicas con vegetación arbórea muy dispersa. También, se observa el movimiento superficial y esporádico de arena en las caras de avalancha próximas al equilibrio de dunas poco degradadas. Estos procesos activos tienen lugar preferentemente en los campos de dunas de la campìña oriental: Sanchonuño-Lastras de Cuéllar y Cantalejo.

- El análisis del índice de movilidad potencial de dunas en cuatro estaciones meteorológicas de referencia, próximas a Tierra de Pinares y a la Llanura Manchega, permite deducir que para ambas zonas, la mayor movilidad de las dunas se produciría entre los meses de julio y agosto, por lo que ésta tendría una clara estacionalidad propiciada por la alta aridez estival. En general, este índice permanecería relativamente alto entre mayo y septiembre, de manera que como mínimo se produciría actividad eólica en las crestas de las dunas.

- Los vientos responsables de estos procesos eólicos actuales, tanto en Tierra de Pinares como en la Llanura Manchega son los procedentes del oeste y del suroeste, los primeros con mayor presencia en la Llanura Manchega y los segundos en Tierra de Pinares. Estos vientos tendrían mayor frecuencia de velocidades capaces de movilizar granos de arena desde finales desde finales del invierno hasta la mitad o el final del verano.

- La actividad eólica actual y los procesos erosivos en las tierras de cultivo de la Llanura Manchega y en las áreas con poca cubierta vegetal de Tierra de Pinares,

aunque puede producirse en cualquier época del año, tienen un marcado carácter estacional, ligado fundamentalmente al grado de humedad del suelo y la frecuencia de los vientos con velocidades capaces de movilizar las partículas de arena. De esta manera, desde finales de abril, hasta septiembre habría una elevada evapotranspiración en ambas zonas que se traduciría en un fuerte déficit hídrico y por tanto baja humedad del suelo. Esto último, unido a unos vientos con velocidades superiores a la umbral (que permite movilizar las partículas de arena) con una frecuencia mayor del 25 %, haría de este período abril-septiembre el de mayor incidencia de la actividad eólica y los procesos erosivos asociados.

- En la Llanura Manchega, esta estacionalidad está relacionada también con el período vegetativo de los viñedos. De manera que durante la estación primaveral, de abril a junio, la humedad del suelo es baja debido a la elevada evapotranspiración y por otra parte los viñedos no han alcanzado su máximo desarrollo vegetativo, por lo que el suelo se encuentra desprotegido frente la acción del viento.

- Los principales efectos de la actividad eólica sobre el medio natural en Tierra de Pinares y en la Llanura Manchega son, la pérdida de suelo, la acumulación de arenas sobre la vegetación y la abrasión eólica por impacto de partículas de arena que sufren las vides, arbustos y ejemplares jóvenes de pino.

18.2.5. Consideraciones finales

La formación de los sistemas eólicos del centro peninsular, tendría como principal condicionante la presencia en mayor o menor medida de una cubierta vegetal (herbácea, arbustiva o arbórea) a su vez relacionada con las condiciones climáticas. Así, en los momentos de mayor humedad ambiental habría un mayor desarrollo de la cubierta vegetal arbórea y arbustiva que fijarían las arenas impidiendo la movilidad de las dunas. Por el contrario, en los momentos de mayor aridez ambiental, la cubierta vegetal sería escasa y de carácter estepario (vegetación herbácea y arbustiva), de manera que las arenas superficiales se movilizarían de nuevo al quedar expuestas a la acción del viento, produciéndose a su vez la reactivación, el movimiento y el crecimiento dunar.

Finalmente, se puede decir sin duda alguna que la acción del viento ha sido un importante agente modelador de los paisajes de Tierra de Pinares y la Llanura Manchega en el pasado y, aunque mucho más atenuada, la actividad eólica sigue vigente en la actualidad. Por ello, de cara al futuro, habrá que tener en cuenta los efectos del cambio o variabilidad climática.

Según los distintos escenarios de emisión de CO_2, cuyas consecuencias se están estudiando a través de modelos computerizados que permiten evaluar el cambio climático en España (De Castro *et al.*, 2005), se prevé que para el último tercio del siglo XXI haya un aumento medio de la temperatura de 3 a 5º C en las Submesetas sur y norte, siempre más acusado en el verano, por el contrario, las precipitaciones disminuirán una media de 0.5-0.25 mm/día. En cuanto a la evapotranspiración, esta aumentará entre un 10 y 20 % en el período invernal, mientras que la velocidad del viento sufrirá un ligero incremento, del 5 al 10%, en verano. Con este panorama poco alentador es muy probable que los procesos eólicos sufran una aceleración y sus consecuencias futuras sean mucho más graves que las actuales si no se toman las medidas adecuadas para atenuarlos.

18.3. FUTURAS LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN

En consonancia con lo expuesto en las consideraciones finales de las conclusiones, se propone como futura línea de trabajo la evaluación de la incidencia de actividad eólica y los procesos erosivos asociados en los arenales del sureste de la Cuenca del Duero y de la Llanura Manchega, en función de los diferentes parámetros climáticos y su variabilidad, de acuerdo con los distintos escenarios de cambio climático previstos. En este sentido y de cara a la cuantificación de esta actividad eólica, se está realizando con la inestimable dedicación del Dr. Alfredo Iglesias, un modelo computerizado de simulación del transporte de arena denominado SITRA. Este modelo programado en Visual Basic, está basado en ecuaciones de transporte de arena y tiene en cuenta, el espesor del sedimento, la textura y naturaleza de la arena, la frecuencia mensual de los vientos en las distintas direcciones y las velocidades capaces de transportar arena, así como la topografía sobre la que tiene lugar el proceso eólico. El programa deberá permitir incorporar en el futuro las diferentes variables que vayan surgiendo en el proceso de modelización, como pueden ser la cubierta vegetal, obstáculos físicos (Ej.: cursos fluviales, relieves insalvables) y el grado de humedad del suelo. Sin embargo, la complejidad del modelo y las posibles soluciones matemáticas del mismo, han impedido hasta el momento obtener resultados satisfactorios, aunque en un futuro próximo y con la colaboración de otros expertos, es muy probable que se caracterice adecuadamente el transporte de arena entre celdas y que éste se aproxime lo máximo posible a la realidad.

En cuanto a los modelos digitales de elevaciones, sería interesante incorporar la tecnología LIDAR (Laser Imaging Detection and Ranging) para la obtención de

cartografías y representaciones 3D de las formas eólicas, sobre todo en zonas como la Llanura Manchega, donde el relieve eólico tiene numerosas formas de dimensiones reducidas que apenas destacan del terreno. Además, esta tecnología permitiría obtener los principales parámetros morfométricos de las formas eólicas de una manera más precisa.

También, sería recomendable continuar con los trabajos de caracterización detallada de las distintas secuencias eólicas, tanto a nivel cronológico como sedimentológico, de manera que se pueda afinar más en el conocimiento de los períodos de actividad y estabilidad eólica y en su correlación con los diferentes paleoeventos climáticos del pasado reciente.

De igual modo, sería muy interesante poder estudiar en detalle la estructura sedimentaria interna de algunas formas dunares significativas de la Llanura Manchega mediante la realización de calicatas o cortes profundos, así como la realización en ellos de muestreos secuenciales para la obtención de pólenes y cronologías. Esto facilitaría la mejor caracterización paleoambiental de las dunas arcillosas y en aquellas que no tuvieran morfologías de *lunettes* permitiría determinar su verdadera naturaleza.

Otra línea de investigación podría enfocarse en el análisis de la intensidad de los paleovientos constructores de las forma dunares y su posible ciclicidad, para lo cual sería muy recomendable continuar la búsqueda y caracterización de afloramientos adecuados como el de Nava de la Asunción, estudiado en detalle en esta Tesis Doctoral.

Finalmente, la cartografía detallada de las formas eólicas y la información alfanumérica asociada que se encuentran almacenada digitalmente en un sistema de información geográfica, aparte de facilitar nuevas investigaciones, permitirán en un futuro contribuir al inventario de Puntos de Interés Geológico (PIG) que lleva a cabo el Instituto Geológico y Minero de España, de manera que quede garantizada la conservación y protección de aquellas formas o depósitos eólicos continentales de mayor interés para el patrimonio geológico español.

Sin duda, son muchos los temas por solucionar o mejorar, pero como dijo el escritor Erwin Guido Kolbenheyer "so*n los problemas sin resolver, no los resueltos, los que mantienen activa la mente*".

****

Referencias Bibliográficas

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ahlbrandt, T.S., Swinehart, J.B. y Maroney, D.G. (1983). The dynamic Holocene dunefields of the Great Plains and Rocky Mountains basins, U.S.A. En: *Eolian Sediments and Processes* 38, (M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt, eds.), Elsevier, Amsterdam, 379-406.

AGECAM. Agencia regional de la energía de Castilla-La Mancha. (2008). Mapa de Parques eólicos de la provincia de Albacete a escala 1:700.000. Ed. Consejería de Industria y Sociedad de la Información y Dirección General de Minas.

Alcalá del Olmo, L. (1972). Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar (Segovia). *Estudios Geológicos* 28, 345-358.

Alcalá del Olmo, L. (1974). Estudio edáfico-sedimentológico de los arenales de la Cuenca del Duero. Tesis doctoral inédita. Universidad Complutense de Madrid, Madrid.

Aleixandre, T., Benayas, J. y Guerra, A. (1971). Procesos de movilización del hierro en algunos suelos de la región central española. *Anales de Edafología y Agrobiología* 30, 1095-1111.

Aleixandre, T., Pinilla, A. y Pérez-González, A. (1977). Caracterización mineralógica de las dunas continentales de la Llanura manchega. *Actas III Reunión Grupo de Trabajo del Cuaternario*. Instituto de Geología Aplicada, Madrid, 281-289.

Anton, D. y Vicent, P. (1986). Parabolic dunes of the Jafurah D, Eastern Province, Saudi Arabia. *Journal of Arid Environments* 11, 187-198.

Arribas, A. (1967). La edad de bronce en la Península Ibérica. En: *Las raíces de España* (J.M. Gómez Tabanera, ed.). Instituto Español de Antropología Aplicada, Madrid, 85-108.

Ash, J.E., y Wasson, R.J. (1983). Vegetation and sand mobility in the Australian desert dunefield. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Supplementband 45, 7-25.

Bagnold, R.A. (1960). The physics of Blown sand and Desert dunes. Ed. Chapman and May, London, 265 pp.

Bateman, M.D. (1995). Thermoluminiscence dating of the British cover-sand deposits. *Quaternary Science Reviews* 14, 791-798.

Bateman, M.D., Van Huissteden J. (1999). The timing of last-glacial periglacial and aeolian events, Twente, Eastern Netherlands. *Journal of Quaternay Science* 14, 277-283.

Bateman, M.D. y Díez-Herrero, A. (1999). Thermoluminiscence dates and palaeoenvironmental information of the late Quaternary sand deposits, Tierra de Pinares, Central Spain. *Catena* 34, 277-291.

Bateman, M.D. y Díez-Herrero, A. (2001). The timing and relation of aeolian sand deposition in central Spain to the aeolian sand record of NW Europe. *Quaternary Science Reviews*, 20, 779-782.

Bernat Rebollal, M., (2001). Procesos de erosión eólica en Tierras de Cultivo de la Llanura manchega. Trabajo de Investigación para obtención de DEA. Inédito. Dpto. de Geodinámica de la Universidad Complutense de Madrid, 94 pp.

Bernat Rebollal, M., Pérez-González, A. e Iglesias López, A. (2003). Una aproximación a la distribución de dunas y mantos eólicos de Tierra de Pinares (sureste de la Cuenca del Duero). En: *Actas de la XI Reunión Nacional de Cuaternario* (G. Flor, ed.), Oviedo, 111-116.

Bernat Rebollal, M. y Pérez-González, A. (2005). Campos de dunas y mantos eólicos de Tierra de Pinares (sureste de la Cuenca del Duero, España). *Boletín Geológico y Minero* 116, 23-38.

Bernat Rebollal, M. y Pérez-González, A. (2006a). Procesos de erosión eólica en la Llanura manchega. *Tierra y Tecnología* 28, 47-56.

Bernat Rebollal, M. y Pérez-González, A. (2006b). Actividad eólica actual y procesos erosivos en la Llanura manchega. En: *Geomorfología y Territorio. Actas de la IX Reunión Nacional de Geomorfología* (A. Pérez Alberti y J. López Bedoya, eds.). *Cursos e Congresos da Universidade de Santiago de Compostela* 171, 147-162.

Bernat Rebollal, M. y Pérez-González, A. (2007). Holocene and Upper-Pleistocene parabolic dunes and clay dunes in Central Spain. *Quaternary International* 167-168, Supp. (The Tropics: Heat Engine of the Quaternary), 32-33.

Bernat Rebollal, M. y Pérez-González, A. (2008). Inland aeolian deposits of the Iberian Peninsula: Sand dunes and clay dunes of the Duero Basin and the Manchega Plain. Palaeoclimatic considerations. *Geomorphology*, 102, 207-220.

Bernat Rebollal, M., Pérez-González, P., Rodríguez García J. y Bateman M.D. (2011). Los sistemas eólicos del interior de España: Geomorfología eólica del Pleistoceno Superior y del Holoceno de Tierra de Pinares y de la Llanura Manchega. En: *Las dunas de España* (E. Sanjaume y F.J. Gracia, eds.). Sociedad Española de Geomorfología, 501-538.

Blott, S.J. y Pye, K (2001). GRADISTAT: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237-1248.

Bond, G. (1997). A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278, 1257-1266.

Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffman, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. y Bonani, G. (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* 294, 2130-2136.

Bonham-Carter, G. (1996). Geographic Information Systems for Geoscientists: modelling with GIS. Ed. Pergamon, 398 pp.

Borja Barrera, F. y Pérez-González, A. (2001). Formas y procesos eólicos. En: *Evolución reciente de la geomorfología española* (A. Gómez-Ortiz y A. Pérez-González, eds.). Ed. Rueda, Barcelona-Madrid, 289-318.

Bowler, J.M. (1973): Clay dunes: Their Occurrence, Formation and Environmental Significance. *Earth-Science Reviews* 9, 315-338.

Bowler, J.M. y McGee, J.W. (1978). Geomorphology of the Mallee region in semi-arid northern Victoria and western New South Wales. *Proceedings of the Royal Society of Victoria* 90, 5-21.

Bravard, Y. (1965). Notas morfológicas sobre Tierra de Pinares segoviana. *Estudios Geográficos*, 27, 107-124.

Breed, C.S., McCauley, J.F. y Davis, P.A. (1987). Sand sheets of the eastern Sahara and ripple blankets on Mars. En: *Desert sediments: ancient and modern* (L.E. Frostick e I. Reid, eds.). Blackwell Scientific, Oxford, 337-360.

Cabra Gil, P. (1988). Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000. Hoja de San Clemente (716). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Cabra Gil, P. (1993). Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000. *Hoja*s de Cuéllar (401), Olombrada (402), Navas de Oro (429) y Cantalejo (430). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Cacho, I., Grimalt, J.O., Canals, M., Sbaffi, L., Nick, J., Shackleton, N.F., Schönfeld, J. y Zahn, R. (2001). Variability of the western Mediterranean Sea Surface temperature during the last 25 000 years and its connection with the Northern Hemisphere climatic changes. *Paleoceanography* 16, 40-52.

Calonge, G. (1987). El complejo ecológico y la organización de la explotación forestal en la Tierra de Pinares segoviana. Ed. Excma. Diputación Provincial de Segovia, 347 pp.

Carballeira, J. y Armenteros, I. (1982). Subfacies de llanura de inundación y canal de la facies Arévalo. Guía de Excursiones. 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca 1979. Temas Geológico-Mineros II. ITGE, Madrid, 790-795.

Carballeira, J. y Pol, C. (1982). Parada Nº 12. Secuencias fluviales al sur de Arévalo. Guía de Excursiones. 1ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Salamanca 1979. Temas Geológico-Mineros II. ITGE, Madrid, 786-789.

Carreras, F.J. y Gutiérrez-Elorza, M. (1982). Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000. Hoja de Nava de Arévalo (481). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Carreras, F.J. y Olive, A. (1982). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Hoja de Arévalo (455). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Casas, J., Leguey, S. y Rodríguez, J. (1972). Mineralogía y sedimentología de los arenales que recubren el Terciario entre los ríos Pirón y Voltoya (Segovia). *Estudios Geológicos* 28, 287-296.

Castel, I.Y., Koster, E. y Slotboom, R. (1989). Morphogenetic aspects and age of Late Holocene eolian drift sands in Northwest Europe. *Zeitschrift für Geomorphologie* 33, 1-26.

Chepil, W.S. (1954). Factors that influence clod structura and erodability of soil by wind: III. Calcium carbonate and descomposed organic matter. *Soil Science* 77, 473-480.

Compañía General de Sondeos, S.A. (1997). Investigación de materias primas silíceas de Extremadura. Dirección General de Ordenación Industrial, Energía y Minas de la Junta de Extremadura, 157 pp.

Cooke, R.U., Warren, A. y Goudie, A.S. (1993). Desert Geomorphology. University College Press, London, 526 pp.

Cooper, W.S. (1958). Coastal Sand Dunes of Oregon and Washington. *Geological Society of America,* Memoir 72, 169 pp.

Cooper, W.S. (1967). Coastal Sand Dunes of California. *Geological Society of America*, Memoir 104, 131 pp.

Corrales, I.; Rosell, J.; Sánchez de la Torre, L.; Vera, J.A. y Vilas, L. (1977). *Estratigrafía*. Editorial Rueda, Madrid, 707 pp.

Cortázar, D. (1877). Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valladolid. *Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Ed. Imprenta y Fundición de Manuel Tello, Madrid, 211 pp.

Cortázar, D. (1891). Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. *Memoria de la Comisión del Mapa Geológico de España*. Ed. Imprenta y Fundición de Manuel Tello, Madrid, 234 pp.

Crowley, T.J. y Kim, K.Y. (1999). Modeling the temperature response to forced climate change over the last six centuries. *Geophysics Research Letters* 26, 1901-1904.

Crowley, T.J. (2000). Causes of climate change over the past 1000 years. *Science* 289, 270-277.

Crowley, T.J. y Lowery, T. (2000). How warm was the Medieval warm period? *Ambio* 29, 51-54.

David, P. (1981). Stabilized dune ridges in northern Saskatchewan. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18, 286-310.

De Castro, M., Martín-Vide, J. y Alonso, S. (2005). Impactos del cambio climático en España: 1-El clima en España: pasado, presente y futuro del clima para el siglo XXI. Ed. OECC (Oficina española del cambio climático), Madrid. 64 p.

De La Peña, J. A. y Marfil, R. (1986). La sedimentación salina actual en las lagunas de la Mancha: una síntesis. *Cuad. Geol. Ibérica* 10, 235-270.

Del Olmo Zamora, P. y Gutiérrez-Elorza, M. (1982). Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000. Hoja de Valladolid (372). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Desir, G., Gutiérrez-Elorza, M. y Gutiérrez Santolalla, F. (2003). Origen y evolución de playas en una zona semiárida con arenas eólicas (región de Coca, Cuenca del Duero, España). *Boletín Geológico y Minero* 114, 395-407.

Desir, G., Gutiérrez-Elorza, M., Gutiérrez Santolalla, F y Marín, C.. (2011). Las formas y depósitos eólicos de la depresión del Ebro. En: *Las dunas de España* (E. Sanjaume y F.J. Gracia, eds.). Sociedad Española de Geomorfología, 563-581.

Díez-Herrero, A. y Bateman, M.D. (1998). Interpretación paleoambiental y datación mediante luminiscencia del manto arenoso de Tierra de Pinares oriental (Segovia). *Geogaceta*, 24, 107-110.

Díez-Herrero, A., Bateman, M.D., López Sáez, J.A. y Vegas, J. (2002). Procesos eólicos tardiglaciares en la submeseta septentrional: cronología del manto arenoso de Tierra de Pinares oriental. En: *Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio* (A. Pérez-González, J. Vegas, J. y M.J. Machado, eds.). Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 167-175.

Domínguez-Castro, F., Santisteban, J. I., Barriendos M. y Mediavilla, R. (2008). Reconstruction of drought episodes for central Spain from rogation ceremonies recorded at the Toledo Cathedral from 1506 to 1900: A methodological approach. *Global and Planetary Change*, 63 (2-3), 230-242.

Eitel, B. y Blümel, W.D. (1997). Pans and dujnes in the Southwestern Kalahari (Namibia): geomorphology and evidences for Quaternary paleoclimates. *Zeitschrift für Geomorphologie* 111, 73-95.

Esnaola, J. M. (1991). Análisis de las aportaciones superficiales al Parque Nacional de las Tablas de Daimiel y su influencia en la evolución hidrogeológica del ecosistema. Tesis de Licenciatura inédita. Dto. Geodinámica, Univ. Complutense de Madrid, 155 pp.

European Comission (2005). Soil Atlas of Europe. European Soil Bureau Network. Office for official Publications of the European Communities (A. Jones, L. Montanarella y R. Jones, eds.). Luxemburg, 128 pp.

Fernández García, F. (1986). El clima de la meseta meridional. Los tipos de tiempo. Ed. Universidad Autónoma. Madrid, 215 pp.

Fernández García, P. (1988). Evolución cuaternaria y sistemas de terrazas en la subfosa terciaria de Valverde del Majano y el Macizo de Sta. María La Real de Nieva (Segovia). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)* 84 (1-2), 69-83.

Fernández, P., Centeno, J.D., Sanz, M.A. y Bardaji, T. (1991a). Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000. Hoja de Turégano (457). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Fernández, P., Centeno, J.D., Bardaji, T. y Pedraza, J. (1991b). Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000. Hoja de Valverde del Majano (482). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Filion, L. y Morisset, P. (1983). Eolian landforms along the eastern coast of Hudson Bay, Northern Québec. En: *Tree-line ecology*. (P. Morisset y S. Payette, eds.). Proceedings of Northern Québec Treeline Conference. *Collection Nordicana* (Centre d'Études nordiques, Université Laval), Vol. 47, 73-94.

Fletcher, W.J. y Sánchez-Goñi, M.F. (2008). Orbital and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr. *Quaternary Research* 70, 451-464.

Flor, G. (1983). El complejo de dunas eólicas de la playa de Frouxeira (Meiras-Valdoviño, La Coruña). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 6, 155-187.

Flor, G. (1992). Tipología, catalogación y tendencias de los procesos de erosión/sedimentación en los campos dunares de la costa de Galicia (NW de España). *Thalassas* 10, 9-39.

Font Tullot (1983). Climatología de España y Portugal. Madrid. Ed Rueda, 317 pp.

Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27, 3-26.

Fortea Pérez, J. y Oliver Martí, B. (1977). Cuestiones sobre la Neolitización en la Península Ibérica. *Revista de Occidente* 19, 2-7.

Franco-Múgica, F., García-Antón, M., Maldonado-Ruiz, J., Morla-Juaristi, C. y Sainz-Ollero, H. (2005). Ancient pine forest on inland dunes in the Spanish northern Meseta. *Quaternary Research* 63, 1-14.

García Antón, M.; Morla, C.; Ruiz Zapata, B. y Sainz, H. (1986). Contribución al conocimiento del paisaje vegetal Holoceno en la Submeseta Sur Ibérica: análisis polínico de los sedimentos higroturbosos en el Campo de Calatrava (Ciudad Real). En: Quaternary climate in Western Mediterranean (F. López-Vera, ed.). *Univ. Autónoma de Madrid*, 189-203 pp.

García Fernández, J. (2004). La explotación tradicional en la "Tierra de Pinares" segoviana. *Investigaciones geográficas* 35, 5-23.

García Giménez, R. (2004). Loess y otras acumulaciones en el valle medio del río Tajo y en sus páramos calizos: sector Aranjuez y Tarancón. *Tesis Doctoral. Inédita.* Univ. Autónoma de Madrid (Fac. Filosofía y Letras), 963 pp.

García Giménez, R. y González Martín, J.A. (2006). Los loess del Valle Medio del río Tajo (Villarrubia de Santiago-Yepes, España). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)* 101 (1-4), 51-78.

García Giménez, R. y González Martín, J.A., Petit M.D, Rucandio M.I. (2010). Caracterización de las acumulaciones loéssicas en el valle medio del río Tajo, España. *Estudios Geológicos* 66 (1), 115-121.

García Giménez, R. y González Martín, J.A. (2011). Las acumulaciones loéssicas de la Submeseta sur. En: *Las dunas de España* (Sanjaume, E. y Gracia, F.J. eds.). Sociedad Española de Geomorfología, 541-561.

García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. y Segura, M. (2002). Holocene eolian sediments on the southern border of the Duero basin (Spain): origin and development of an eolian system in a temperate zone. *Journal of Sedimentary Research*, 72, 30-39.

García-Hidalgo, J.F., Temiño, J. y Segura, M. (2007). Holocene eolian development in Central Spain; chronology, regional correlations and causal processes. *Quaternary Science Reviews* 26, 2661-2673.

García Salmerón, J. (1967). Erosión eólica. Ed. Ministerio de Agricultura, Instituto Nacional de Investigaciones y Experiencias. Madrid, 582 p.

Garzón, G., Fernández, P., Pellicer, M.J., Babin, R. y Tejero, R. (2011). Dataciones preliminares y configuración de las terrazas de la depresión de Badajoz (Las Vegas del Guadiana). En: *El Cuaternario en España y Áreas Afines. Resúmenes de la XIII Reunión Nacional de Cuaternario* (T. Valentí y A. Constante, eds.), 63-67.

Gaylord, D.R. y Dawson, P.J. (1987). Airflow-terrain interactions through a mountain gap, with an example of aeolian activity beneath an atmospheric hydraulic jump. *Marine Geology*, 15, 789-792.

González, J.A., Asensio, I., Fernández, A., García, R., González Amuchastegui, M.J., Guerrero, L., y Rubio, V. (2000). Acumulaciones de origen frío en el modelado de los paisajes de la Rama castellana del Sistema Ibérico y de la Submeseta sur. En: Procesos y Formas Periglaciares en la Montaña Mediterránea, (J.L. Peña, M. Sánchez y M.V. Lozano, eds.). Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 1149-1160.

Gordo Alonso, F.J., Finat Gómez, L.F. y Hernández Duque, J.A. (2002). Ordenación y mejora de la cubierta arbórea en montes de utilidad pública asentados sobre depósitos arenosos cuaternarios en la comunidad de Villa y Tierra de Portillo (Valladolid). *Montes* 67, p 92-103

Goudie, A.S y Wells, G.L. (1995). The nature, distribution and formation of Pans in arid zones. *Earth-Science Reviews* 38, 1- 69.

Grado Sanz, José Ramón de, (1988). El viento en Valladolid y su evolución diurna Editorial del Instituto Nacional de Meteorología. Madrid, 160 pp.

Gracia, F.J., Benavente, J., Alonso, C., Del Río, L., Abarca, J.M., Abarca, Anfuso, G. y García de Lomas, J. (2011). Las dunas del litoral gaditano. En: *Las dunas de España* (E. Sanjaume y F.J. Gracia, eds.). Sociedad Española de Geomorfología, 359-384.

Guiliane, J. (1980). La Chronologie du Néolithique Iberique. *Travaux de l'Institut d'Art Phéhistorique*, Vol. XXII, 231-244.

Gutiérrez-Elorza, M. (2001). Geomorfología climática. Ed. Omega. Barcelona, 642 pp.

Gutiérrez-Elorza, M. y Sesé, V.H. (2001). Multiple talus flatirons, variations of scarp retreat and the evolution of slopes in Almazán Basin (semiarid central Spain). *Geomorphology* 38, 19-22.

Gutiérrez-Elorza, M. (2005). Climatic Geomorphology. Developments in Earth Surface Processes. Elsevier, Amsterdam, 774 pp.

Gutiérrez-Elorza, M., Desir, G., Gutiérrez-Santolalla, F. y Marín, C. (2005). Origin and evolution of playas and blowouts in the semiarid zone of Tierra de Pinares (Duero Basin, Spain). *Geomorphology* 72, 177-192.

Hardy R., Kington, J. y Joseph, M. (1982). The Weather Book. Blume Ed., London, 224 pp.

Hernández Pacheco, F. (1923a). Las arenas voladoras de la provincia de Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 23, 211-216.

Hernández Pacheco, F. (1923b). Sobre médanos en Segovia. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural* 23, 217.

Hesp, P. (2002). Foredunes and blowout: initiation, geomorphology and dynamics. *Geomorphology* 48, 245-268.

Hills, E.S. (1940). The lunette, a new landform of aeolian origin. *Australian Geographer* 3, 1-7.

Holliday, V.T. (1997). Origin and evolution of lunettes on the High Plains, United States. *Geological Society of America Bulletin*, 108, 953-965.

Howard, A.D., Morton, J.B., Gad-El-Hak, M. y Pierce, D.B. (1978). Sand transport model of barchan dune equilibrium. *Sedimentology* 25, 307-338.

Hsu, S. (1973). Computing eolian sand transport from shear velocity measurements. *Journal of Geology* 81, 739-743.

Hsu, S. (1986). Correction of land-based wind data for offshore applications: A further evaluation. *Journal of Physical Oceanography* 16, 390-394.

Huffman, G.G. y Price, W.A. (1949). Clay dune formation near Corpus Christi, Texas. *Journal of Sedimentary Petrology* 19, 118-127.

Hunter, R.E y Rubin, D.M. (1983). Interpreting cyclic crossbedding, with an example from de Navajo Sandstone. En: *Eolian Sediments and Processes* 38, (M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt, eds.), Elsevier, Amsterdam, 429-454.

Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I. y Thewalt, M.L.W. (1985). Optical dating of sediments. *Nature* 313, 105-107.

Huntley, D.J Godfrey-Smith, D.I., Haskell, E.H. (1991). Light-induced emission spectra from some quartz and feldspars. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 18 /1-2, 127-131.

ICONA (1995a). Segundo Inventario Forestal Nacional (1986-1995). Castilla y León: Segovia. Ed. Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, Madrid. 245 pp.

ICONA (1995b). Segundo Inventario Forestal Nacional 1986-1995. Castilla-La Mancha: Cuenca. Ed. Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, Madrid, 237 pp.

ICONA (1995c). Segundo Inventario Forestal Nacional 1986-1995. Castilla-La Mancha: Ciudad Real. Ed. Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación, Madrid, 180 pp.

IGME (1980). Investigación Hidrogeológica de la cuenca del Duero. Sistemas Nº 8 y 12. Instituto Geológico y Minero de España, Colección Informes, 75 pp.

IGME (1982) Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Duero. La explotación de los recursos hidráulicos en las zonas comprendidas entre los ríos Voltoya y Trabancos. Instituto Geológico y Minero de España, Colección Informes, 47 pp.

IGME (2001). Las Aguas subterráneas, paisaje y vida. Acuíferos de España. Serie: *Hidrogeología y Aguas Subterráneas* 2. (M. Del Pozo Gómez y J.J. Durán Valsero, ed.). Instituto Geológico y Minero de España, 470 pp.

Instituto Geográfico Nacional-IGN (2000). Corine Land Cover 2000 España. Base de datos digital de ocupación del suelo para el año 2000 (soporte: CD ROM).

Instituto Nacional de Meteorología-INM (1988). Mapa Eólico Nacional. Ministerio de Medio Ambiente, 227 pp.

Instituto Nacional de Meteorología-INM (1995a). Valores Normales y estadísticos de estaciones principales (1961-1990): Ciudad Real (Instituto), 56 pp.

Instituto Nacional de Meteorología-INM (1996a). Valores Normales y estadísticos de estaciones principales (1961-1990): Albacete (Base aérea de los Llanos). Ministerio de Medio Ambiente, 56 pp.

Instituto Nacional de Meteorología-INM (1996b). Valores Normales y estadísticos de estaciones principales (1961-1990): Valladolid (Aeropuerto de Villanubla). Ministerio de Medio Ambiente, 56 pp.

Instituto Nacional de Meteorología-INM (1996c). Valores Normales y estadísticos de estaciones principales (1961-1990): Segovia. Ministerio de Medio Ambiente, 56 pp.

Instituto Nacional de Meteorología-INM (1995b). Valores Normales y estadísticos de estaciones principales (1961-1990): Bilbao. Ministerio de Medio Ambiente, 56 pp.

Instituto Nacional de Meteorología-INM (1995c). Valores Normales y estadísticos de estaciones principales (1961-1990): Almería. Ministerio de Medio Ambiente, 56 pp.

Instituto Nacional de Meteorología-INM (2002). Rosas de Vientos 1971-2000. Ministerio de Medio Ambiente, formato digital en CD ROM.

Isarin, R.F.B., Rensen, H. y Koster, E.A. (1997). Surface climate during the Younger Dryas in Europe as inferred from aeolian records and model simulations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology & Palaeoecology* 134, 127-148.

Jackson, M. (1976). Análisis químico de suelos. Ed. Omega. Barcelona. 662 pp.

Jones, P.D., Briffa, K.R., Barnett, T.P. y Tett, S.F.B. (1998). High-resolution palaeoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control run temperatures. *The Holocene* 8, 455-471.

Junta Consultiva de Montes (1855). Informe de La Junta Facultativa del Cuerpo de Ingenieros de Montes sobre los montes que conviene exceptuar de la Desamortización conforme a lo mandado en el artículo 2º, párrafo 6, de la ley de 1 de mayo de 1855. Imprenta del Colegio de sordomudos, Madrid, 104 pp.

Kasse, C. (2002). Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. *Progress in Physical Geography* 26, 507-532.

Khalaf, F.I. (1989). Textural characteristics and genesis of eolian sediments in the Kuwait desert. *Sedimentology* 36, 253-271.

Kocurek, G. y Nielson, J. (1986). Conditions favourable for the formation of warn-climate eolian sand sheets. *Sedimentology* 33, 795-816.

Koster, E.A. (1995). Progress in cold climate aeolian research. *Quaestiones Geographicae* 4, 155-163.

Koster, E.A. (2005). Recent advances in luminescence dating of Late Pleistocene (cold-climate) aeolian sand and loess deposits in western Europe. *Permafrost and Periglacial Processes* 16-1,131-143.

Kolstrup, E, Grün, R. Mejdahl, V., Packman, S.C., Wintle, A.G. (1990). Stratigraphy and Thermoluminiscence dating of Late Glacial cover sand in Denmark. Journal of Quaternary Science 5, 207-224.

Lancaster, N. (1978). The pans of the southern Kalahari, Botswana. *Geographical Journal* 144, 81-98.

Lancaster, N. (1983). Controls on dune morphology in the Namib sand sea. En: *Aeolian Sediments and Processes* (M.E. Brookfield y T.S. Ahlbrandt, eds.). Elsevier, Amsterdam, 261-290.

Lancaster, N. (1988). Development of linear dunes in the southwestern Kalahari, southern Africa. *Journal of Arid Environments* 14, 233-244.

Lancaster, N. (1995). Geomorphology of desert dunes, Ed. Routledge, 290 pp.

Lancaster, N. y Helm, P. (2000). A text of climatic index of dune movility using measurements from the southwestern United States. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 197-207.

Lang, M., Fehrentz, M. (1998). GR-OSL und IR-OSL-Datierungen an säptpleistozänen und holozänen Dünen-sanden der Senne (östliches Münsterland). *Lumineszendatierung äolischer Sedimente, Kölner Geographische Arbeiten* 70, 47-58.

Lawson, M.P. y Thomas, D.S.G. (2002). Late Quaternary lunette dune sedimentation in the southwestern Kalahari desert, South Africa: luminescence based chronologies of aeolian activity. *Quaternary Science Reviews* 21, 825-836.

Libby, W. F. (1946). Atmospheric helium-three and radiocarbon from cosmic radiations. *Physical Review* 69, 671-672.

Libby, W. F. (1969). Radiocarbon dating. *Chemistry in Britain* 5 (12), 548-552.

Livingstone, I. y Warren, A. (1996). Aeolian geomorphology: An Introduction. Ed. Longman, Singapore, 211 p.

Logie, M. (1982). Influence of roughness elements and soil moixture of sand to wind erosion. *Catena*, Supplement 1, 161-173.

López Geta J.A., Fabregat, V. Olivares Talens, F.J. (1989). Sistema acuífero Nº 23 Mancha Occidental. Informe técnico. Ed. Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid, 119 pp.

Lyles, L., Schrandt, R. l. y Schneidler, N.F. (1974). How aerodynamic roughness elements control sand movement. *Transactions of American Society of Agricultural Engineers* 17, 563-566.

Mabbutt, J.A. (1980). Some general characteristics of the aeolian landscapes. En: *Aeolian Landscapes in the Semi-arid Zone of South Eastern Australia* (R.R. Storrier, y M.E. Stannard, eds.). Australian Society of Soil Science, Inc., Riverina Branch, 1-16.

Mainguet, M. (1976). Étude géodynamique de l'effet d'obstacle topographique dans le transport éolien: Résultats obtenus à l'aide des images aériennes et satellites au Sahara. *Société Franç. de Photogram*. Bull 61, 31-38.

Mann, M.E., Bradley, R.S. y Hughes, M.K. (1998). Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries. *Nature*, 392, 779-787.

Mann, M.E., Bradley, R.S. y Hughes, M.K. (1999). Northern hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysics Research Letters*, 26, 759-762.

Marín, C., Gutiérrez, M., Desir, G. y Lucha, P. (2011). Contribución al conocimiento de la acción eólica en la región central de la Depresión del Ebro. *Revista Cuaternario y Geomorfología* 25 (1-2), 45-55.

Martín, C., Fernández Miranda, M., Fernández Pos, M.D. y Gilman, A. (1993). The Bronze Age of La Mancha. *Antiquity* 67, 23-45.

Martín Herrero, J. (2003). Vegetación protegida en Castilla-La Mancha. Edita: Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha. Ciudad Real, 298 pp.

Martín-Serrano, Á. (1988). Sobre la transición. Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de la Raña. En: *Actas del 11 Congreso Geológico de España, 1.* Soc. Geol. Esp., Granada, 395-398.

Martín-Serrano, Á., Salazar, Á., Nozal, F. y Suárez, Á. (2004). Mapa Geomorfológico de España a escala 1:50.000. Guía para su elaboración. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 128 pp.

Martín-Serrano, Á., Maestro González, A., Nozal, F., Salazar, Á. y Suárez, Á. (2005). Mapa Geomorfológico de España y del margen continental a escala 1:1000.000. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.

Mayewski, P.A., Rohling, E.E., Curt Stager, J., Karlén. W., Maasch0, K.A, Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., Kreveld, S. van, Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Roqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. y Steig, E.J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research* 62, 243-255.

McKee, E.D. (1966). Structures of dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes form other selected areas). *Sedimentology* 7, 1-69.

McKee, E.D. (1979). Introduction to a study of global sand seas. En: *A global Study of Sand Seas* (E.D. McKee, ed.), *US Geological Survey Proffesional Papers* 1052, 3-19.

Mckenna-Neuman, C. (1989). Kynetic energy transfer through impact and its role in entrainment by wind particles from frozen surfaces. *Sedimentology* 36, 1007-1015.

Mckenna-Neuman, C. (1990). Role of sublimation in particle supply for aeolian transport in cold environments. *Geografiska Annaler* 72A, 329-335.

Mckenna-Neuman, C. (1993). A review of aeolian transport processes in cold environments. *Progress in Physical Geography* 17, 137-155.

Mckenna-Neuman, C. y Gilbert, R. (1986). Aeolian processes and landforms in glaciofluvial environments of southeastern Baffin Island, NWT. En: *Aeolian Geomorphology* (W.G. Nickling, ed.), Allen and Unwin, Boston, 213-235.

Mediavilla, R. y Dabrio, C.J. (1989). Las calizas del Páramo en el sur de la provincia de Palencia. *Studia Geologica Samanticensia*, Vol. Esp. 5, 273-291.

Mitas, L y Mitasova, H. (1999). Spatial Interpolation. En: *Geographical Information Systems* (M. F. Lonngley, D. J. Goodchild y D.W. Maguire, eds.), 481-492.

Molina, F., Nájera, T., Aranda, G., Sánchez, M. y Haro, M. (2005). Recent fieldwork at the Bronze Age fortified site of Motilla de Azuer (Daimiel, Spain). *Antiquity 79, Project Gallery*. http://antiquity.ac.uk/projgall/aranda/index.html.

Monsalve, M. (1982). Proyecto de la 7ª Revisión de la Ordenación de los montes Llanillos Parrilla, Arenas, Hoyos y Selladores y Nava. Memoria. ICONA. Servicio Provincial de Valladolid. Inédito. Valladolid, 86 pp.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J.O., Sánchez-Goñi, M.F. y Sierro, F.J. (2007). Conexiones climáticas de escala milenaria entre procesos oceánicos y atmosféricos durante el último ciclo glaciar: Estudio multidisciplinar de un sondeo del mar de Alborán (Mediterráneo Occidental). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 20/1-2, 31-52.

Nájera, T. y Molina, F. (2004). La edad del Bronce en la Mancha: problemática y perspectivas de la investigación. En: La Edad del Bronce en tierras levantinas y zonas limítrofes (L. Hernández y M. Hernández, eds.). Ayuntamiento de Villena, Alicante, 531-540.

Olivé Davo, A. y Gutiérrez-Elorza, M. (1982). Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000. Hoja de Arévalo (455). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Palacios, D., Marcos, J., Vázquez-Selem, L., (2011). Last Glacial Maximum and Deglaciationn of Sierra de Gredos, Central Iberian Peninsula. *Quaternary International* 233, 16-26.

Palacios, D., Andrés, N., Marcos, J., Vázquez-Selem, L. (2011). Glacial landforms and their paleoclimatic significance in Sierra de Guadarrama, Central Iberian Peninsula. *Geomorphology* (Geomorphology doi:10.1016/j.geomorph.2011.10.003; 12 pp).

Peinado, M. y Martínez, J.M. (1985). El paisaje vegetal de Castilla-La Mancha. Ed. Junta de Comunidades de Castilla-La Mancha, Toledo, 230 pp.

Penman, H.L. (1948). Natural Evaporation from open water, Bare Soil and Grass. *Proc. R. Soc. London* A193, 120-145.

Pérez Cerdán, F. (2007). Digitalización de cartografía MAGNA para su tratamiento en el SIG central. Informe interno del IGME (Código SID= 63366). Madrid, 27 pp.

Pérez-González, A. y Hernández Urroz, J. (1976). Mapa Geológico de España escala 1:50.000. Villarrobledo (Hoja Nº 740/22-29). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Pérez-González, A. y Hernández Urroz, J. (1978). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Minaya (Hoja Nº 741/23-29). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Pérez-González, A. (1982a). El Cuaternario de la región central de la cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos. *1ª Reunión sobre la Geología del Duero*. Instituto Geológico y Minero de España, Salamanca, 717-740.

Pérez-González, A. (1982b). Neógeno y Cuaternario de la Llanura manchega y sus relaciones con la cuenca del Tajo. Tesis doctoral, 179/82. Universidad Complutense de Madrid, 787 pp.

Pérez-González, A., Aleixandre, T., Pinilla, A. y Gallardo, J. (1983). El paisaje eólico de la Llanura aluvial de San Juan. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe* 5, 631-656.

Pérez-González, A. y Cabra Gil, P. (1985). Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000. Hoja de La Roda (742). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Pérez-González, A. y Piles Mateo, P. (1985). Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000. Hoja de Villarta de San Juan (738). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Pérez-González, A. y Cabra Gil, P. (1985). Mapa Geomorfológico escala 1:50.000. Hoja de Quintanar del Rey (717/24-28). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Pérez-González, A.; Barranco Sánz, L. M. y Mulas De La Peña, J. (1985). Mapa Geomorfológico escala 1:50.000. Hoja de Alameda de Cervera (739/21-29). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Pérez-González, A. y Cabra Gil, P. (1985). Mapa Geomorfológico escala 1:50.000. Hoja de La Roda (742/24-29). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Pérez-González, A., Cabra Gil, P., Díaz de Neira, A., Enrile Albir, A. y López Olmedo, F. (1985). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. La Roda (Hoja Nº 742/24-29). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Pérez-González, A. (1985). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Tomelloso (Hoja Nº 762/21-30). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Pérez-González, A., Cabra Gil, P., Díaz de Neira, A., Enrile Albir, A. y López Olmedo, F. (1985). Mapa Geológico de España a escala 1:50.000. Quintanar del Rey (Hoja Nº 717/24-28). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Pol, C. (1985). Estratigrafía y Sedimentología de los sedimentos cretácicos, paleógenos y miocenos del este de la Cuenca del Duero. Resumen de la Tesis Doctoral. Servicio de publicaciones de la Universidad de Oviedo. 59 pp.

Porta Casanellas, J., López-Acevedo Reguerín, M., Roquero de Laburu, C. (1994). Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundi-Prensa, Madrid, 847 pp.

Portero García, J. M y Del Olmo, P. (1982). Mapa Geológico de España a a escala 1:50.000. Portillo (Hoja Nº 400). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Portero García, J. M. y Gutiérrez-Elorza, M. (1982). Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000. Hoja de Portillo (400). Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Portero García, J.M., Carreras Suárez, F., Olivé Davo, A. y Gutiérrez-Elorza, M. (1982). *Mapa Geomorfológico de España escala 1:50.000. Hoja de Olmedo (428).* Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Portero García, J. M. y Ramírez Merino, J.I. (1985). Daimiel (Hoja Nº 760/19-30). Mapa Geológico y Geomorfológico de España escala 1:50.000. Instituto Tecnológico y GeoMinero de España, Madrid.

Prado, C. de. (1854). Note sur la constitution géologique de la province de Segovie. *Bulletin de la Sociètè Geòlogique de France*, XII, 330-338.

Prado, C. de. (1862). *Reseñas geológicas de la provincia de Ávila y de la parte occidental de la de León*. Junta general de Estadística. Comisión del Mapa Geológico de España. Madrid: Imprenta Nacional. 14 pp.

Price, W.A. (1963). Physicochemical and environmental factors in clay dune genesis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 31, 245-255.

Price, W.A. 1968. Clay dunes. En: *The Enciclopedia of Geomorphology*. (R.W. Fairbridge, ed.). Ed. Reinhold Book Corp, 126-128.

Proyecto EFEDA (1994). Desertificación en Castilla-La Mancha (F. Martín de Santa Olalla, coord.). Ed. Universidad de Castilla-La Mancha, 254 pp.

Pye, K. (1982a). Morphological development of coastal dunes in a humid tropical environment, cape Bedford and cape Flattery, North Queensland. *Geografiska Annaler* 64A, 212-227.

Pye, K. (1982b). Morphology and sediments of the Ransay Bay sand dunes, Hinchinbrook Island, North Queensland. *Proceedings of the Royal Society of Queensland*, vol. 93, 31-47.

Pye, K. (1993) Late Quaternary development of coastal parabolic megadune complexes in northeastern Australia. En: *Aeolian Sediments: Ancient and Modern* (K. Pye and N. Lancaster, eds.) International Association of Sedimentologists Special Publication 16, Blackwell Scientific Publications, Oxford, 23-44.

Rendell, H.M., Calderón, T., Pérez-González, A., Gallardo, J., Millán, A. y Townsend, P.D. (1994). Thermoluminiscence and optical simulated luminiscence dating of Spanish dunes. *Quaternary Geochronology (Quaternary Science Reviews)* 13, 429-432.

Rendell, H.M., Pérez-González, A., Calderón, T. y Benítez, P. (1996). Late Quaternary aeolian activity in the Manchega plain, Central Spain. En: *8th International Conference of Luminiscence and Electron Spin Resonance Dating*. Canberra, Australia, 220-221.

Rivas-Martínez S. (1984). Pisos bioclimáticos de España. *Lazaroa* 5, 33-43

Rivas-Martínez S. (1987). Introducción, nociones sobre fitosociología, biogeografía y bioclimatología. En: *La Vegetación de España* (M. Peinado y S. Rivas-Martínez, eds.), 17-45.

Rodríguez García, J. (1998). Geomorfología de las Tablas de Daimiel y del endorreismo manchego Centro-Occidental. Tesis de licenciatura inédita, Dto. Geodinámica, Univ. Complutense de Madrid, 164 pp.

Rodríguez García, J. y Pérez-González A. (2002). Geomorfología de las Tablas de Daimiel y su entorno. En: Aportaciones a la geomorfología de España en el inicio del tercer milenio (Pérez-González, A., Vegas, J. y Machado, M.J., eds.). Ed. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 465-473.

Rodríguez García, J. (2008). Geomorfología de un sector de la cuenca de Almazán (Soria): Evaluación de procesos de erosión de suelos y planteamiento de escenarios ante el cambio climático. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 390 pp.

Rodríguez, A. (2011). Las dunas del litoral onubense. En: Las dunas de España (E. Sanjaume y F.J. Gracia, eds.). Sociedad española de Geomorfología, 387-405.

Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Ruiz, F., Abad, M., Finlayson, C., Finlayson, G.F. y Martínez-Aguirre, A. (2010a). Las arenas eólicas del Pleistoceno Superior en Gibraltar. *Geogaceta* 48, 27-30.

Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L.M., Martínez-Aguirre, A. (2010b). Implicaciones paleoambientales del registro de arenas eólicas pleistocenas en el peñón de Gibraltar. En: *Cuaternario y Arqueología: Homenaje a Francisco Giles Pacheco* (E. Mata

Almonte, coord.). Ed. Diputación Provincial de Cádiz, Servicio de Publicaciones: Asociación Profesional del Patrimonio Histórico-Arqueológico de Cádiz, 93-100.

Romero y Gilsanz, F. (1896). Informe sobre las dunas interiores de la provincia de Valladolid. Croquis de los terrenos más importantes constituidos por arenas voladoras en la provincia de Valladolid, situados en los términos municipales de Aldeamayor de San Martín, La Parrilla, Portillo, Camporredondo y San Miguel del Arroyo a escala 1:50.000. Distrito Forestal de Valladolid, Inédito, 120 pp.

Ruiz Zapata, M.B., Pérez-González, A., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodriguez, A., de Bustamante, I. y Gil García, M.J. (2000). Caracterización de las etapas áridas del Pleistoceno superior en la Región Central Peninsular. *Geotemas* 1, 273-278.

Ruiz Zapata, M.B., López Saéz, J.A., Vegas, J., López García, M.J., Pérez González, A., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M.Y. y Valdeolmillos, A. (2003a). Environmental changes during the Late Glacial-Holocene transition in Sierra de Neila (Laguna Grande Lacustrine record, Spain). En: *Quaternary climatic changes and environmental crises in the Mediterranean Region* (M.B. Ruiz Zapata, M. Dorado, A. Valdeolmillos, M.J. Gil García, T. Bardají, I. Bustamante e I. De Martínez Mendizábal, eds.). Servicio de Publicaciones de la Universidad de Alcalá. Alcalá de Henares, 139-147.

Ruiz Zapata, M.B., Gil García, M.J., Dorado Valiño, M., Valdeolmillos Rodriguez, A., Vegas, J. y Pérez-González, A. (2003b). Caracterización palinológica de los últimos grandes eventos fríos del último Máximo Glaciar en secuencias de la Península Ibérica. *Actas del II Congreso Argentino de Cuaternario y Geomorfología*, *Tucumán*. Editorial Magna, Argentina, 165-176.

Rutin, J. (1983). Erosional processes on a coastal sand dune, De Blink Noordwijkerhout, The Netherlands. Physical and Soils Laboratory, University of Amsterdam, vol. 35, 144 pp.

Sánchez-Goñi, M.F., Cacho, I., Turon, J.L., Guiot, J., Sierro, F.J., Peypouquet, J.P., Grimalt, J.O. y Shackleton, N.J. (2002). Synchronicity between marine and terrestrial responses to millennial scale climatic variability during the last glacial period in the Mediterranean region. *Climate Dynamics*, 19, 95-105.

Sánchez-Goñi, M.F. y D'Errico, F. (2005). La historia de la vegetación y el clima del último ciclo climático (OIS5-OIS1, 140.000-10.000 años BP) en la Península Ibérica y su posible impacto sobre los grupos paleolíticos. Ed. Museo de Altamira, Santander. Monografía 20, 115-129.

Santonja, M. y Pérez-González, A. (2010). Precisiones En Torno a la Edad y la Industria Lítica de El Aculadero (Puerto de Santa María, Cádiz). En: *Cuaternario y Arqueología: Homenaje a Francisco Giles Pacheco* (E. Mata Almonte, coord.). Ed. Diputación Provincial de Cádiz, Servicio de Publicaciones: Asociación Profesional del Patrimonio Histórico-Arqueológico de Cádiz, 27-40.

Short, A.D. (1988). Holocene coastal dune formation in South Australia: a case of study. *Sedimentary Geology* 55, 121-143.

Smith, H. T. U. (1965). Dune morphology and chronology in central and western Nebraska. *Journal of Geology* 73**,** 557-578.

Stokes, W.L. (1964). Eolian varving in the Colorado Plateau. Journal of Sedimentary Petrology 34, 429-432.

Stokes, S. (1991). Quartz-based optical dating of Weichselian coversands from the eastern Netherlands. *Geologie en Mijnbouw* 70, 327-337.

Story, R. (1982). Notes on parabolic dunes, winds and vegetation in northern Australia. CSRIO, Division of Water and Land Resources, Technical Paper, 43 pp.

Stuiver, M., Reimer, P. J. y Braziunas, T. F. (1998a). High-precision radiocarbon age calibration for terrestrial and marine samples. *Radiocarbon*, 40 (3), 1127-1151.

Stuiver M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Van Der Plicht J. y Spurk, M. (1998b). IntCal98. Radiocarbon Age Calibration, 24000-0 cal BP. *Radiocarbon* 40 (3), 1041-1083

Talbot, M.R. (1980). Environmental responses to climatic change in the West African Sahel over the past 20,000 years. En: *The Sahara and the Nile* (Williams, M.A.J., and Faure, H. eds). A.A. Balkema, Rotterdam. 37-62.

Temiño, J., García-Hidalgo, J.F. y Segura, M. (1997). Caracterización y evolución geológica del sistema dunas-humedales de Cantalejo (Segovia). *Estudios Geológicos* 53, 135-143.

Tchakerian, V.P. (1995). Desert aeolian processes. Ed. Chapman y Hall, 326 pp.

Thom, B.G., Hesp, P.A. y Bryant, T. (1994). Last glacial “coastal dunes” in Eastern Australia and implications for landscape stability during the Last Glacial Maximum. *Palaeo* 111, 229-248.

Thomas, D.S.G. y Tsoar, H. (1990). The geomorphological role of vegetation in desert dune systems. En: *Vegetation and Erosion* (J.B. Thornes, ed.). John Wiley, London, 471-489.

Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review* 38 (1), 55-94.

Tsoar, H. (1978). The dynamics of longitudinal sand dunes. Final Technical Report, European Research Office, U.S. Army, London.

Tsoar, H. y Møller, J.T. (1986). The role of vegetation in the formation of linear sand dunes. En: *Aeolian Geomorphology* (W.G. Nickling, ed.). Allen and Unwind, London, 75-95.

Turc, L. (1961). Evaluation des besoins en eau d'irrigation, evapotranspiration potencielle. *Annales Agronomiques* 12, 13-49.

Vegas, J., Pérez-González, A., Ruiz Zapata, M.B., Gil-García, M.J., Dorado, M., Valdeolmillos, A. y López García, M.J. (2003). The GS-1/Younger Dryas event in the Laguna Grande Lacustrine record. Late Glacial-Holocene transition in the NW Iberian Range, Spain. En: *Limnogeology in Spain* (B. Valero-Garcés, ed.). Colección Biblioteca de Ciencias, CSIC, Ecología y Medio Ambiente, Zaragoza, 238-304.

Vegas, J. (2007). Caracterización de eventos climáticos del Pleistoceno superior-Holoceno mediante el estudio sedimentológico de la Laguna Grande (Sierra de Neila, NO Sistema Ibérico). *Revista de la Sociedad Geológica de España* 20 /1-2, 53-70.

Vegas, J., Ruiz Zapata, B., Ortiz, J., Galán, L., Torres, T., García-Cortes, A., García, M., Pérez-González, A. y Gallardo-Millán, J. (2008). Identification of arid phases during the last 50 ka cal BP from the Fuentillejo maar lacustrine record (Campo de Calatrava Volcanic Field, Spain). *Journal of Quaternary Science* 25, 1051-1062.

Walker, M.J.C., Björcket, S., Lowe, J.J., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L. y Wohlfarth, B. (1999). Isotopic events in the GRIP ice core: a stratotype for the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 18, 1143-1150.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goose, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T., Tarasov, P., Wagner, M. y Widmann, M. (2008). Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791-1801.

Warren, A. (1972). Observations on dunes and bimodal sands in the Tenere desert. *Sedimentology* 19, 37-44.

Wasson, R.J. (1984). Late Quaternary environments in the desert dunefields of Australia. En: *Late Cenozoic Paleoclimates on the Southern Hemisphere* (J.C. Vögel, ed.), Balkema, Roterdam, 419-432.

Willetts, B.B. y Rice, M.A. (1988). Effect of bed-slope on desert sand transport. *Nature* 334, p 302.

Zazo, C., Dabrio, C.J., Goy, J.L., Borja, F., Silva, P.G., Lario, J., Roquero, E., Bardají, T., Cabero, A., Polo, M.D. y Borja, C. (2011). El complejo eólico de El Abalorio (Huelva). En: *Las dunas de España* (E. Sanjaume y F.J. Gracia, eds.). Sociedad Española de Geomorfología, 387-405.

Anexos

Anexo 1 : Leyenda de las figuras con cartografía geomorfológica de Tierra de Pinares

FORMAS EÓLICAS

- Manto eólico y áreas interdunares
- Manto eólico sobre cuestas del Páramo
- Duna
- Campo de dunas irregulares
- Depresión erosiva: Blowout o surco de deflación
  Depresiones intradunares
- Cresta de blowout, **surco de deflación y duna**
- Cresta de duna con indicación de flanco a sotavento
- Corredores de deflación en dunas

FORMAS FLUVIALES

- Llanuras de inundación y/o fondos de valle
- Abanicos aluviales y conos de deyección
- Terrazas fluviales

FORMAS LACUSTRES

- Lagunas permanentes
- Fondos húmedos, Navas y Bodones.
  Areas temporalmente inundadas

OTRA SIMBOLOGÍA

- alturas de las dunas en metros (m)
- **Núcleos de población**
- Substrato Cenozoico, Mesozoico y Paleozoico indiferenciado.
  Superficies de erosión y relieves residuales

FORMAS DE LADERA

- Coluviones y depósitos de ladera
- Depósitos Trifacetados de laderas
- Laderas en zonas de encajamiento fluvial
- Laderas en materiales terciarios. Cuestas de Páramos y laderas de enlace entre sups estructurales o terrazas y zonas bajas
- Línea de pendiente en laderas

FORMAS ESTRUCTURALES

- Superficie estructural en capas horizontales-subhorizontales

FORMAS POLIGÉNICAS

- Relieves Residuales
- Superficie del Páramo Superior
- Sperficies degradadas en páramos Miocenos
- Superficies erosivas en vertientes de inclinación variable hacia colectores principales
- Superficie poligénica de COCA
- Glacis de acumulación
- Glacis erosivo

Anexo 2: Leyenda de las figuras con cartografía geomorfológica de la Llanura aluvial de San Juan

FORMAS EÓLICAS

- Manto eólico limo-arcilloso
- Duna limo arcillosa
- Manto eólico arenoso (areas marginales)
- Dunas arenosas marginales
- Blowouts y cubetas de deflación
- Crestas en dunas y mantos eólicos
- Sentido de avance de dunas trepadoras

FORMAS LACUSTRES

- Playa húmeda en foto aérea de 1956. Practicamente secas en actualiadad
- Playa seca
- Laguna salina
- Nava

FORMAS DE LADERA

- Talud o ladera de terraza
- Depositos de ladera

FORMAS POLIGÉNICAS

- Relieve residual terciario
- Superficie de erosión inferior
- Superficie de erosión superior
- Superficie degradada
- Glacis de acumulación
- Relieve residual paleozoico

FORMAS FLUVIALES

- Sistema Fluvial del Guadiana
- Terraza
- Barras y meandros abandonados
- Llanuras de inundación y fondos de multiples canales
- Vaguadas y fondos de valle
- Abanicos aluviales
- Cauce o incisión lineal

FORMAS KÁRSTICAS

- Dolina - uvala
- Area de chicots
- Area deprimida de origen kárstico

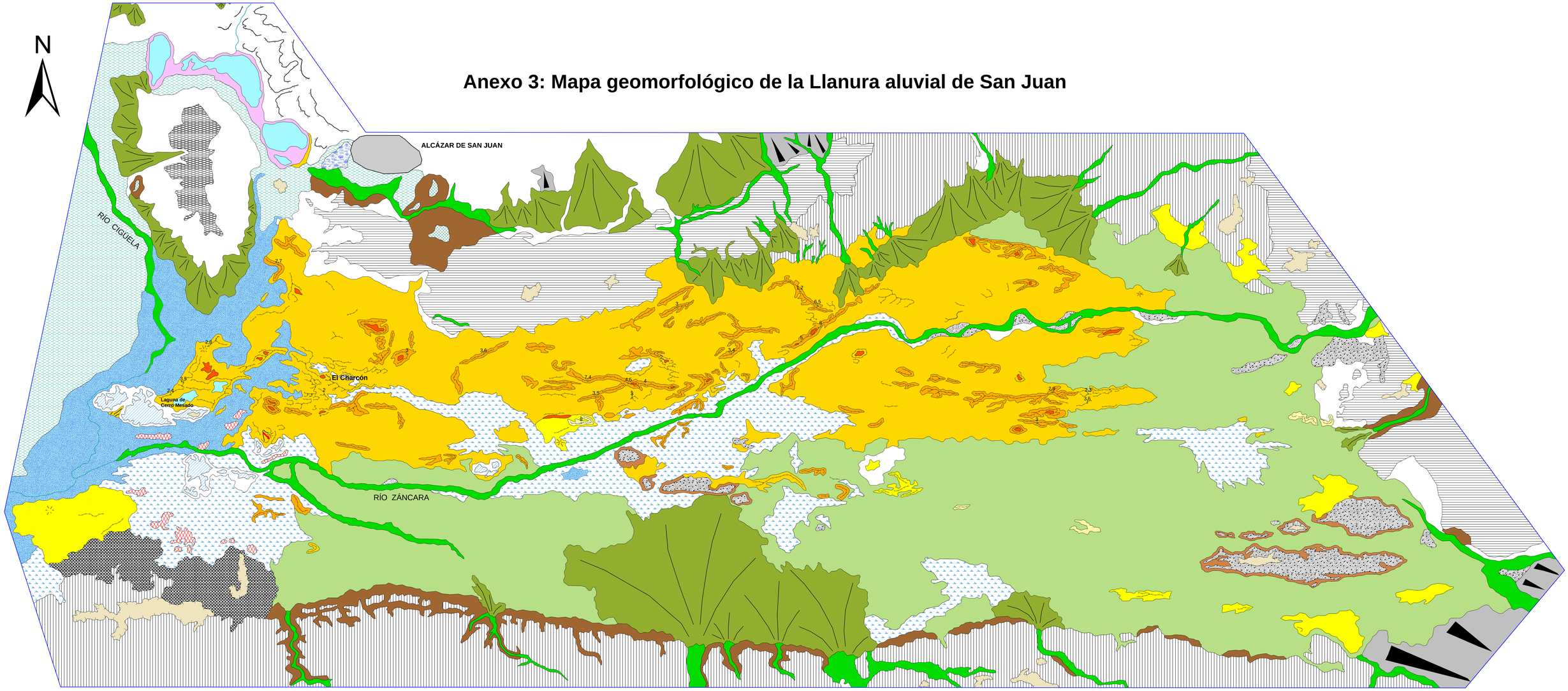
FORMAS ESTRUCTURALES

- Rellano o superficie estructural
- Escarpe estructural

OTRA SIMBOLOGÍA

- Sustrato Mesozoico-Terciario
- Altura de dunas en metros (m)

Anexo 3: Mapa geomorfológico de la Llanura aluvial de San Juan



Escala gráfica

0 2,5 5 10 15 20 km

Autor: Manuel Bernat Rebollal

LEYENDA

FORMAS EÓLICAS
- Manto eólico limo-arcilloso
- Duna limo arcillosa
- Manto eólico arenoso (areas marginales)
- Dunas arenosas marginales
- Blowouts y cubetas de deflación
- Crestas en dunas y mantos eólicos
- Sentido de avance de dunas trepadoras

FORMAS FLUVIALES
- Sistema Fluvial del Guadiana
- Terraza
- Barras y meandros abandonados
- Llanuras de inundación y fondos de multiples canales
- Vaguadas y fondos de valle
- Abanicos aluviales
- Cauce o incisión lineal

FORMAS LACUSTRES
- Playa húmeda en foto aérea de 1956. Practicamente secas en actualiadad
- Playa seca
- Laguna salina
- Nava

FORMAS DE LADERA
- Talud o ladera de terraza
- Depositos de ladera

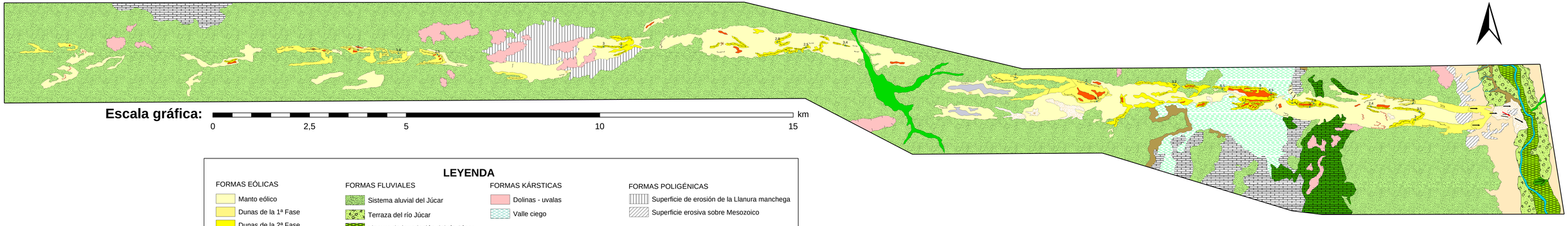
FORMAS KÁRSTICAS
- Dolina - uvala
- Area de chicots
- Area deprimida de origen kárstico

FORMAS ESTRUCTURALES
- Rellano o superficie estructural
- Escarpe estructural

OTRA SIMBOLOGÍA
- Sustrato Mesozoico-Terciario
- Alturas de dunas en metros (m)

FORMAS POLIGÉNICAS
- Relieve residual terciario
- Superficie de erosión inferior
- Superficie de erosión superior
- Superficie degradada
- Glacis de acumulación
- Relieve residual paleozoico

Anexo 4: Mapa geomorfológico del corredor "Casas de los Pinos-Casas de Haro-Río Júcar"



N

Escala gráfica:

0 2,5 5 10 15 km

LEYENDA

FORMAS EÓLICAS
- Manto eólico
- Dunas de la 1ª Fase
- Dunas de la 2ª Fase
- Dunas irregulares
- Cubetas-surcos de deflación
- Corredor de deflación
- Cresta de duna
- Cresta de duna de 2ª Fase
- Cresta de duna de 3ª Fase
- Desplazamiento de dunas en cascada
- Desplazamiento de dunas trepadoras

FORMAS FLUVIALES
- Sistema aluvial del Júcar
- Terraza del río Júcar
- Llanura de inundación del río Júcar
- Vaguadas - Fondos de valle
- Abanicos aluviales
- Cauce actual
- Incisión lineal

FORMAS KÁRSTICAS
- Dolinas - uvalas
- Valle ciego

FORMAS DE LADERA
- Laderas en Valle del río Júcar
- Depositos de ladera (coluviones)

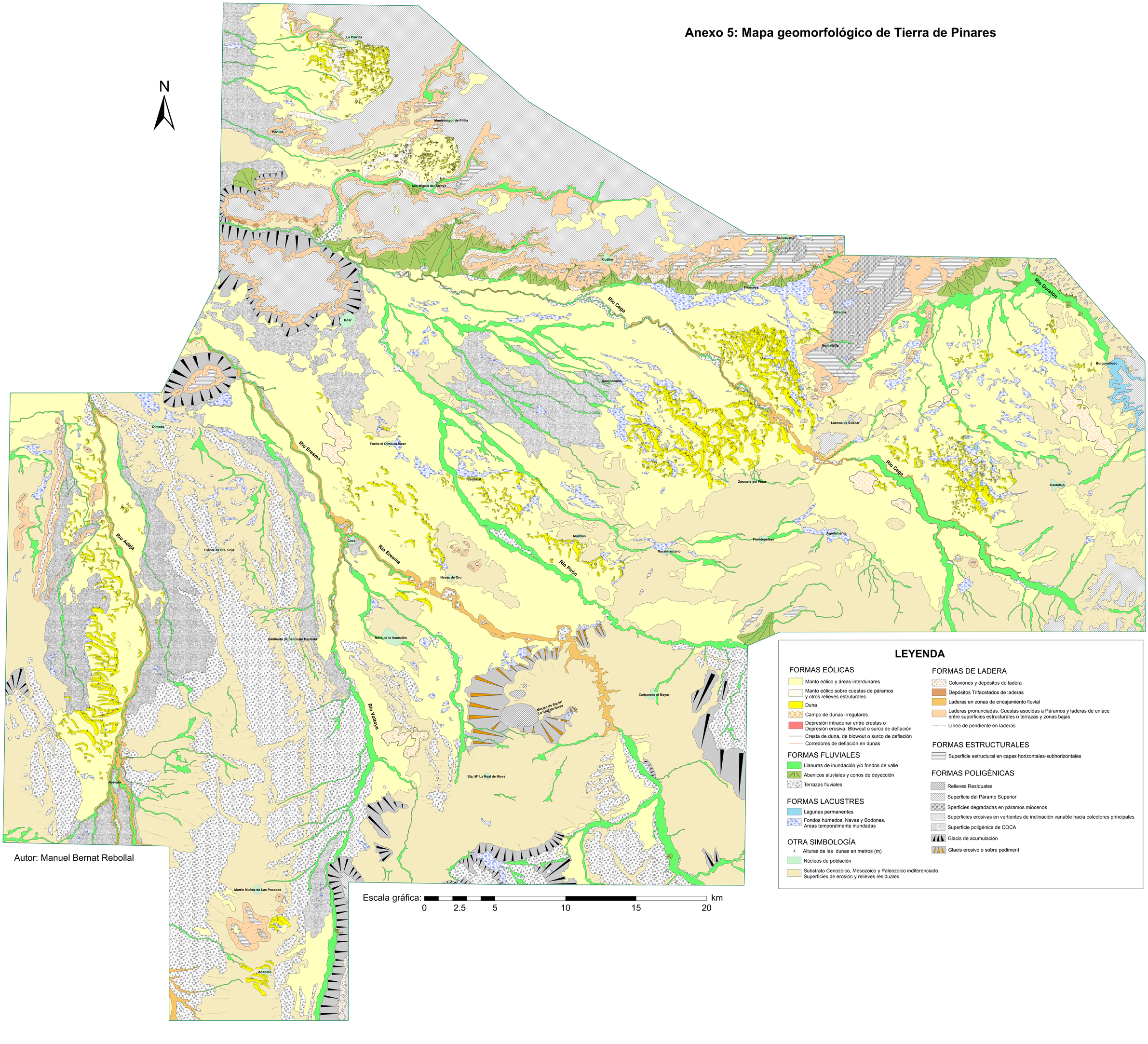
FORMAS POLIGÉNICAS
- Superficie de erosión de la Llanura manchega
- Superficie erosiva sobre Mesozoico

SUBSTRATOS
- Sustrato carbonatado del Mioceno
- Sustrato carbonatado del Mesozoico

OTRA SIMBOLOGÍA
- Alturas de dunas (m)

Autor: Manuel Bernat Rebollal

Anexo 5: Mapa geomorfológico de Tierra de Pinares



Autor: Manuel Bernat Rebollal

Escala gráfica: 0 2.5 5 10 15 20 km

LEYENDA

FORMAS EÓLICAS
- Manto eólico y áreas interdunares
- Manto eólico sobre cuestas de páramos y otros relieves estructurales
- Duna
- Campo de dunas irregulares
- Depresión intradunar entre crestas o Depresión erosiva: Blowout o surco de deflación
- Cresta de duna, de blowout o surco de deflación
- Corredores de deflación en dunas

FORMAS FLUVIALES
- Llanuras de inundación y/o fondos de valle
- Abanicos aluviales y conos de deyección
- Terrazas fluviales

FORMAS LACUSTRES
- Lagunas permanentes
- Fondos húmedos, Navas y Bodones. Areas temporalmente inundadas

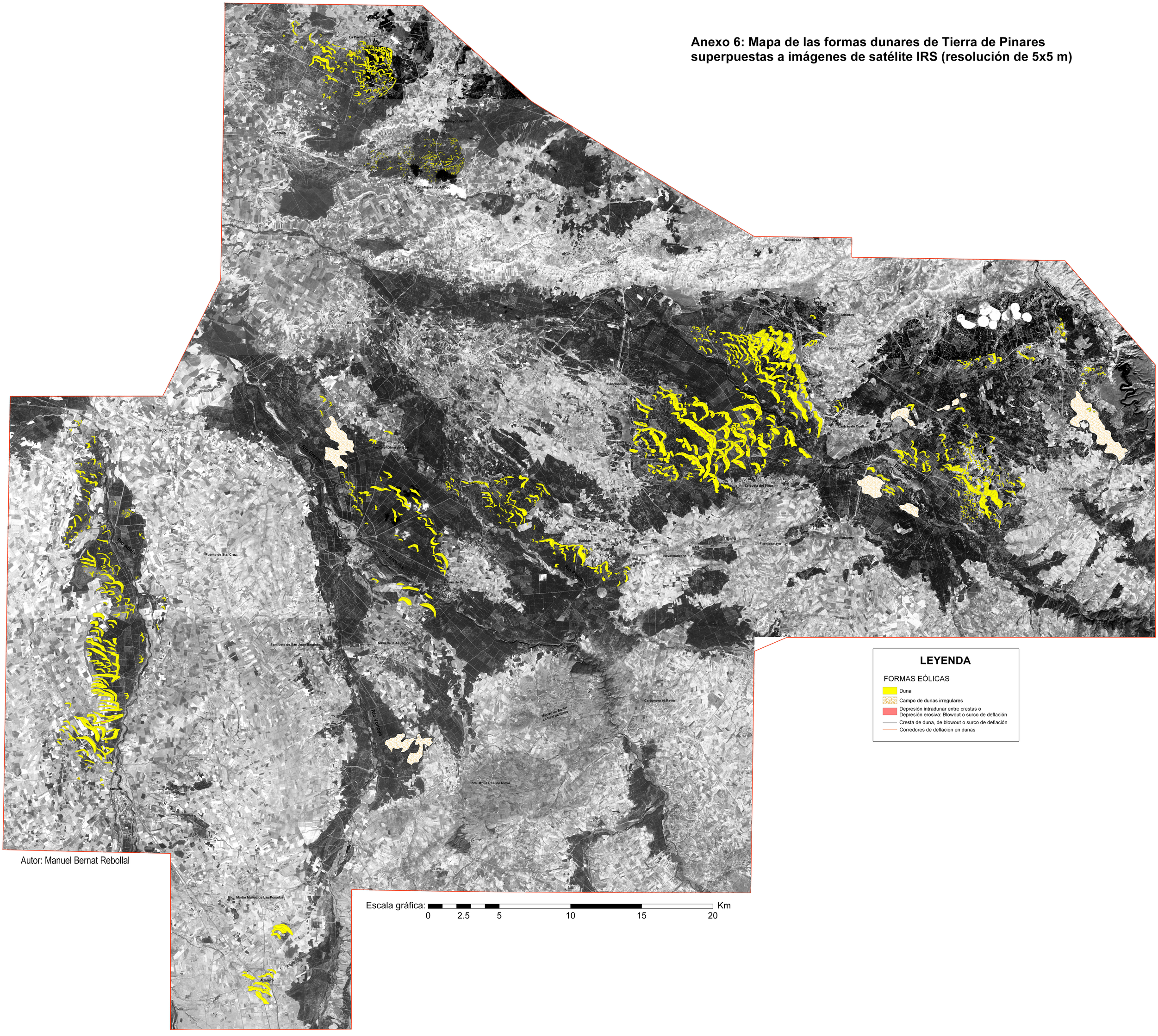
OTRA SIMBOLOGÍA
- Alturas de las dunas en metros (m)
- Núcleos de población
- Substrato Cenozoico, Mesozoico y Paleozoico indiferenciado. Superficies de erosión y relieves residuales

FORMAS DE LADERA
- Coluviones y depósitos de ladera
- Depósitos Trifacetados de laderas
- Laderas en zonas de encajamiento fluvial
- Laderas pronunciadas. Cuestas asociadas a Páramos y laderas de enlace entre superficies estructurales o terrazas y zonas bajas
- Línea de pendiente en laderas

FORMAS ESTRUCTURALES
- Superficie estructural en capas horizontales-subhorizontales

FORMAS POLIGÉNICAS
- Relieves Residuales
- Superficie del Páramo Superior
- Sperficies degradadas en páramos miocenos
- Superficies erosivas en vertientes de inclinación variable hacia colectores principales
- Superficie poligénica de COCA
- Glacis de acumulación
- Glacis erosivo o sobre pediment

Anexo 6: Mapa de las formas dunares de Tierra de Pinares superpuestas a imágenes de satélite IRS (resolución de 5x5 m)


La Parrilla
Pedrajas
Medinaceli
Megeces
Medinaceli
Pedrajas
Megeces
Medinaceli
Megeces
Medinaceli
Megeces
Medinaceli